



TITLE:

ほ場における土壌水分と溶質の挙動に関する基礎的研究 - モデルシミュレーションによる解析(Dissertation_全文)

AUTHOR(S):

乙間, 末広

CITATION:

乙間, 末広. ほ場における土壌水分と溶質の挙動に関する基礎的研究 - モデルシミュレーションによる解析. 京都大学, 1988, 工学博士

ISSUE DATE:

1988-03-23

URL:

<https://doi.org/10.14989/doctor.r6510>

RIGHT:

ほ場における土壌水分と溶質の挙動
に関する基礎的研究

— モデルシミュレーションによる解析 —

昭和 62 年 12 月

乙 間 末 広

ほ場における土壌水分と溶質の挙動
に関する基礎的研究

— モデルシミュレーションによる解析 —

昭和 6 2 年 1 2 月

乙 間 末 広

目 次

第 1 章 序論	6
1.1 緒言	6
1.2 土壌浸透モデルに関する従来の研究	8
1.3 本研究の目的と概要	13
1.4 本研究に関連する著者の既発表論文	15
参考文献	16
第 2 章 土壌水分の屋外自動測定システム	21
2.1 緒言	21
2.2 システムの概要	23
2.3 計測電圧と吸引圧の関係	27
2.3.1 測定方法	
2.3.2 結果と考察	
2.4 長期測定時の精度と外乱の検討	31
2.4.1 測定方法	
2.4.2 結果と考察	
2.5 実測時における外乱の除去	36
2.5.1 外乱の除去手法	
2.5.2 実測例	
2.6 冬期における自動測定	39
2.6.1 凍結防止対策	
2.6.2 保温性能	
2.6.3 周辺地温に与える影響	
2.6.4 冬期における土壌水分の実測例	
2.7 要約	48
記号説明	49
参考文献	50
第 3 章 土壌水分変化のシミュレーション	52
3.1 緒言	52

3.2	試験地の概要	52
3.3	シミュレーションモデル	58
3.3.1	土壌水分特性曲線	
3.3.2	水収支モデル（流動モデル）	
3.3.3	蒸散モデル	
3.4	シミュレーション結果及び考察	64
3.4.1	平衡含水率分布	
3.4.2	実測値との比較及び不飽和透水係数の推定	
3.4.3	水収支	
3.4.4	通過水量に対する不飽和透水係数及び土壌水吸引 圧の影響	
3.4.5	通過水量に対する降雨強度の影響	
3.5	要約	80
付録	：土壌水分の移動に及ぼす履歴現象の影響	81
A.1	緒言	
A.2	主脱水曲線と主吸水曲線	
A.3	計算における履歴現象の扱い	
A.4	結果と考察	
記号説明	88
参考文献	89
第4章	下水汚泥施用土壌の元素吸着特性	93
4.1	緒言	93
4.2	材料及び実験	93
4.3	結果と考察	96
4.3.1	等温吸着式	
4.3.2	汚泥施用の影響	
4.4	要約	101
記号説明	102
参考文献	102
第5章	塩素イオン及び硝酸イオンの挙動に関するシミュレーション	103
5.1	緒言	103

5.2	試験概要	104
5.3	シミュレーションモデル	108
5.3.1	水収支モデル	
5.3.2	水質変化モデル	
5.4	水収支モデルのキャリブレーション	113
5.5	塩素イオンのシミュレーション	118
5.5.1	塩素イオンに対する等温吸着線	
5.5.2	シミュレーション結果	
5.6	硝酸イオン生成速度の推定	126
5.6.1	硝酸イオンに対する等温吸着線	
5.6.2	純生成速度の推定とシミュレーション結果	
5.7	要約	135
	記号説明	136
	参考文献	138

第6章 下水汚泥長期連用と植栽に伴う土壌水分と塩素イオンの分布

	予測	142
6.1	緒言	142
6.2	設定条件	142
6.2.1	土壌特性	
6.2.2	下水汚泥の施用	
6.2.3	降雨量と蒸散量	
6.3	シミュレーションモデル	145
6.3.1	水収支モデル	
6.3.2	水質変化モデル	
6.3.3	植物吸収モデル	
6.4	植物吸収のない場合（裸地区）	151
6.5	植物吸収のある場合（植栽区）	158
6.5.1	土壌水の分布	
6.5.2	塩素イオンの分布	
6.6	要約	166
	記号説明	170
	参考文献	171

第7章 結論	172
7.1 本研究のまとめ	172
7.2 今後の研究課題	175
謝辞	177

第1章 序 論

1. 1 緒言

水の存在形態から、地下は空気・水・土の三相が混在している「水不飽和帯」と、気相がなく地下水が滞留している「水飽和帯」とに二分される。本論で対象とするのは前者の水不飽和帯であり、従ってここで言う土壌及び土壌水とは水不飽和帯に存在する土と水を指す。

土壌に対する人為物質の負荷は、都市化・工業化の進展に伴い、産業廃棄物や都市廃棄物の埋立、肥料や農薬の多量施用等、年々増加の一途を辿っている。さらに近年では、従来の大規模な人為プロセス一過の処理が河川や湖沼の富栄養化を促進し水資源の枯渇を早めたことへの反省から、自然浄化力の多様かつ適正な利用の一環として、廃・下水の土壌還元や汚泥の農地還元など土壌の積極的な利用が検討されている（合田，1986）。

土壌中における水浄化機構は主に希釈・吸着・イオン交換・化学反応・微生物分解・植物吸収等である。通常の土壌は空隙率が50%前後でその60~70%程度が土壌水であるから、地表から数メートルの土壌に蓄えられている水分量は膨大であり、汚水等を希釈する能力は大きい。また、日本では降雨量から蒸散量を差し引いた浸透量が数百ミリであるから、降雨によって移動する物質の滞留時間は短絡流などを無視して計算すれば数年に及ぶ。吸着は各種汚濁物質を根本的に消去するものではないが、汚濁物質を液相から固相に移し一時的に貯留するため水浄化にはたす役割は大きい。さらに、この吸着は地表から負荷された汚濁物質を土壌表層に留めておくことによって、汚濁

物質の最終処分とも言うべき微生物分解や植物吸収を可能にしている。

以上にみられるように土壌による浄化の特徴の一つは、自然の大容量を利用した緩速な処理・処分にある。従って、土壌の人為利用にたいする土壌環境の変化は比較的緩やかで、土壌汚染が顕在化するまでには長い時間遅れが生じる。このことは逆に、一旦汚染が顕在化するとそれを浄化するには同じくらい長い時間を要することを意味する。また、土壌による処理・処分は自然の系内で行われるため、その汚染の進行による周辺環境、特に水系に与える影響は甚大である。

土壌さらには周辺水系の環境を健全に維持し、かつ、廃・下水の土壌還元や汚泥の農地還元など土壌の積極的な利用を図るには、土壌のもつ特性を十分踏まえて計画的に利用することが重要である。そのためには土壌中の水分及び溶質の挙動を十分把握し、利用に際してはこれに基づいて適切な実施計画を立てる必要がある。数学モデルによるシミュレーションはこのような動態を定量的に把握する一つの有力な手法であるとともに、その対象を適切に計画・設計・操作する方針を見出すのに不可欠な手法である。

しかるに、土壌浸透に関するモデル化の研究は他の環境分野におけるモデル研究に比べて遅れている。その原因は、1) 土壌汚染の顕在化が認識され始めたのは比較的最近であり、土壌が環境研究の対象となった歴史は浅い、2) 土壌は地域的な個別性と場所的な不均一性が強く、一般化を志向するモデル研究にはなじみにくい、3) 土壌内の変化は多種多様な要因が係わっているうえ、地下という位置的状況のため観察や測定が困難であり、フィールドにおけるデータの蓄積が比較的少ない、などであろう。本研究で目指すところの実用的モデルの開発とそのフィールドへの適用という実証的研究は、特に、遅れており (Tanji and Gupta, 1978; 乙間ら, 1982)、緊急な検討が求められている分野といえる。

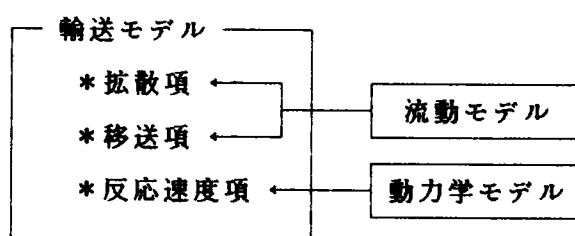


図 1.1 輸送モデル、流動モデル、動力学モデルの間における情報の流れ

1. 2 土壌浸透モデルに関する従来の研究

土壌浸透水の水量と水質を予測するモデルは二つのサブモデル、流動モデル (flow model) と動力学モデル (kinetic model)、及びそれらを総合する輸送モデル (transport model) から構成される。これらのモデルの役割を一言でいうならば、流動モデルは流体 (溶媒) の挙動を記述し、動力学モデルは吸着や微生物反応などにより汚濁物質が流体内で生成・消滅する速度を示す。輸送モデルは、この二つのサブモデルからの情報を受けて汚濁物質 (溶質) の挙動を記述するモデルである。図2.1 は三つのモデルの間の情報の流れを示している。なお、上記のモデルの呼称は流体内の溶質の挙動をモデル化するときの一般的総称であり、個々の研究では内容をより端的に表わす呼称を用いることが多い。本論の第3章、第5章、第6章でも輸送モデルを水質変化モデル、流動モデルを水収支モデル、動力学モデルを吸着モデルと呼んでいる。

反応生成物による目詰まり現象や流速による吸着状況の変化等、厳密には流動モデルと動力学モデルは互いに影響し合っており、今後の重要な研究課題である。しかし、従来のモデルの取扱いではこれらを独立と仮定する場合が多い。実際、土壌浸透水の流動状態を定式化することに関しては土木工学の分野で詳細に研究されており、一方、動力学モデルの研究は化学工学、農

学、農芸化学などの分野で活発である。輸送モデルはこれら二つのサブモデルを総合して、土壌水が浸透してゆく過程における水質変化を場所と時間の関数として記述するものである。従って、輸送モデルを扱っている研究は明示的に表現されているかどうかにかかわらず、流動と動力学に関しても何等かのモデル化をしていることになる。土壌浸透モデルの開発またはその応用に何等かの関係を持つ従来の研究は膨大である。よって、以降では輸送モデルに限定して従来の研究の概観を行う。

従来のモデル研究を概観する軸として、モデルのフィールドへの適用性という観点から、ここでは次の四点に着目する。1) 水飽和浸透であるか水不飽和浸透であるか。2) 流動状態が定常であるか非定常であるか。3) 動力学モデルにどのような現象を組込んでいるか。4) データによる検証がなされているか。

1) 初期の Lapidus and Amundson (1952)、Brenner (1962) の理論的研究は、多孔体物質の中を流れる流体と溶質の挙動に関するもので、自然界の土壌を明確に意識したものではない。従って、溶質に対する指定はなく、さらに、空隙のない水飽和状態を想定している。彼らの研究は実際の現象を忠実に記述することよりも、偏微分方程式系モデルの解析解を求め、その解の特性を明らかにすることに重点がおかれている。コンピュータがまだ十分に発達・普及していない時期の典型的なモデル研究と言える。Rhee et al. (1971)、Rhee and Amundson (1972) の研究も吸着をともなった浸透の数値解析であるが依然として飽和浸透を仮定している。

カチオンのイオン交換などプラント内の浸透を対象にした研究 (Overman et al., 1980) を除けば、1970年代半ばからのモデル研究 (例えば、Davidson and Chang, 1972; Misra et al., 1974a,b) のほとんどは不飽和浸透を

扱っている。これは、実際の土壌において、吸着・微生物反応・植物吸収などによる重要な水質変化が、土壌上層部の不飽和領域で生じているためであり、実際的な適用を考えるに妥当な傾向といえる。しかし、実験研究では不飽和浸透になることによって含水率を場所的・時間的に制御することが必要となり、難度が一段と増す。

流動モデルをより精密化する試みとして、van Genuchten and Wierenga (1976)、Skopp et al. (1981)、森澤ら (1986) は水分を流動性の違いによって複數に分割しモデル化している。一般論として、この種の方向は現象に対してより忠実なモデルを作成するのに貢献するが、一方で推定し難いパラメータが増しフィールドにおけるモデルの実用性を確保するのを困難にする。

2) 流動状態が定常の場合は、飽和・不飽和にかかわらず流速の空間分布が境界条件等からエクスプリシット（陽表的）に求めることができ、最終的に数値解を求める段階では流動モデルを省略することができる。しかし、フィールドでは刻々変化する降雨強度や蒸散強度のため流速が時間的・場所的に変化する。非定常な流動状態では輸送モデルと並行して流動モデルを解く必要があり、その場合流動モデルに含まれる土壌水分特性曲線と不飽和透水係数が通常含水率に対して強い非線形関数となることから、数値解が不安定になり易く精度良い結果を得るには高度な計算手法と多大な計算量が要求される。

非定常流動モデルを採用した研究としては、Kirda et al. (1973)、Shah et al. (1975)、Selim (1978)、Selim and Iskandar (1981)、及び堀内ら (1986) があり、そのほとんどは数値計算を主にした理論的研究である。Harter and Foster (1976) は散水をパルス状に分解し、そのパルスを追跡

するという Lagrange 的アプローチによってモデルを構築している。また、Wierenga (1977)、Beese and Wierenga (1980) は流動モデルが定常の場合と非定常の場合の差について検討している。

3) 浸透過程の水浄化機構で最も短時間に効果が表われるのは土壌による吸着である。そのため、通常の土壌では吸着されない Cl^- や NO_3^- を対象とした研究 (Kirda et al., 1973; Duffy et al., 1975; Wierenga, 1977) を除いてどの研究も吸着現象を取り上げている。吸着モデルは固液両相の濃度が瞬時に平衡に達すると仮定する平衡モデルと、そうでない非平衡モデルとに大別できる。 PO_4^{3-} の吸着速度は比較的緩慢であり (Cho et al., 1970)、一次反応モデル (Enfield and Shew, 1975)、Enfield モデル (Enfield and Leach, 1975; Enfield and Shew, 1975)、実濃度と平衡濃度の差を駆動力 (driving force) とするモデル (Shah, 1975; Novotny, 1978) などの非平衡モデルが頻繁に適用される。一方、 NH_4^+ (Misra et al., 1974; Selim and Iskandar, 1981)、一般カチオン類 (Lai and Jurinak, 1972)、殺虫剤 (Kay and Elrick, 1967)、除草剤 (Davidson and Chang, 1972; Selim et al., 1977; O'Connor et al., 1980) などには平衡モデルが適用されている。平衡モデルでは Henry (線形) 式、Freundlich 式、Langmuir 式が代表的である。平衡吸着または非平衡吸着の仮定が、溶質の上下移動にどのような影響を与えるかについては、堀内ら (1986) の研究があるが、問題としている対象にどちらの吸着式を適用すべきかについての知見は、未だ明らかではない。

吸着以外で水質を支配する重要な要因として微生物反応・化学反応による態変化 (Misra, 1974a,b; Frissel et al., 1980) や分解 (Selim et al., 1977; O'Connor et al., 1980)、植物による吸収 (Beese and Wierenga,

1980; Selim and Iskandar, 1981) などがある。これらはともに一次反応式または Monod 式でモデル化されることが多い。

上記以外の物質で、比較的良好に研究されているのは放射性核種の挙動（わが国では、井上, 1970; 西牧, 1977; 森澤, 1978; 福井, 1984、など）であり、その動力学モデルは一次反応で表現される核崩壊項と核種の吸着項によって構成される。また、重金属（Amoozegar-Fard et al., 1984; 森澤ら, 1986）や有機化合物等の挙動を輸送モデルによって解析した研究についてはまだ少なく、現在のところ個々の現象の動力学に関する知見を蓄積している段階である。

4) すでに引用した研究をはじめ従来のほとんどの研究は数学モデルによる数値実験またはコラム実験のシミュレーションによる解析である。このことはこれらの研究に共通的な偏微分方程式系によるモデル形成の実用性に疑問をいだかせる。実際のフィールドと気象条件のもとで輸送方程式と流動方程式に対応する連立偏微分方程式を解くことはほとんど不可能に近く、またモデルを検証するにたる精度のよいデータを得るのも容易ではない。さらに今のところこの状況を打開しうる大きな理論的または実証的進展の兆しがみられない。

Duffy et al. (1975) の論文は自然条件下のフィールドデータによってモデルを検証した数少ない論文の一つである。彼は、全てに連続性を前提とした偏微分方程式ではなく、場所的に離散化したボックスモデルによって、フィールドにおける窒素の挙動を種々の要因を取込んでシミュレーションしている。Novotny et al. (1978) もボックスモデルによってリンの挙動を記述し、計算値がフィールドでの測定値とある程度の精度で一致したと報告している。ボックスモデルは精度的には劣るが境界や境界条件を厳密に規定する

必要がないことや取扱い易さなどから、情報に限りあるフィールドでの適用には向いていると思われる。

以上の考察からもわかるように、この種のモデルが実際の場合でまだ十分活用されていないのが現状である (Tanji and Gupta, 1978)。福井 (1986) は1980年代に入ってから室内実験よりもフィールドにおける実証研究が志向されていると指摘している。なお、土壌浸透モデルの概論とより詳細なレビューは乙間ら (1982) にある。

1. 3 本研究の目的と概要

従来の研究を概観した結果をふまえ、本研究では、フィールド条件下で適用することのできる土壌浸透水の水量・水質予測モデルを構築し、さらにそのモデルを実際のフィールドに適用し諸データを解析・予測することによって、その実用性を示すことを目的としている。フィールドへの適用を第一目標としていることから、モデルは「非定常な流動状態にある不飽和浸透を扱うことができ」、かつ「種々の動力学を包含し得る」ものでなければならない。さらに、「限られた実際の情報によってもモデルの解として何等かの数値が得られる」必要がある。従って、ここでは計算の容易な「離散型のボックスモデル」を基礎にした。以下に第2章以降の内容を示す。

第2章：試験は場に設置した、テンシオメータ法による土壌水分の自動測定システムの概要を述べるとともに、測定されたデータの精度と誤差の要因について検討する。その結果に基づいて、誤差の大部分をデータ処理によって相殺する方法を提示する。さらに、本システムのテンシオメータ部分を加温することによって、気温が氷点下になる冬期の土壌水分測定を試みその結果を示す。この方法で得られた土壌水分のデータは水収支モデル (第3章)

の検証に用いる。

第3章：離散型のモデル（ボックスモデル）によって土壌水分の挙動を記述し、試験ほ場のデータに適用する。このモデルによるシミュレーションを基に、表層1 mの土壌における水収支を明らかにし、平衡含水率や推定不飽和透水係数について検討を加える。また、土壌の水分特性曲線や不飽和透水係数、さらには降雨強度が深さ1 m地点における流束にどのように影響するかについても検討する。

第4章：吸着モデル（第5章）の基礎情報を得るために、バッチ法（室内振とう実験）によって各種元素に対する吸着特性を検討した結果を示す。さらに、これを基にして下水汚泥の連用による土壌の吸着能の変化や吸着される物質による違いなどを論議する。

第5章：離散型のモデルによって輸送モデルに対応する水質変化予測モデルを構築し、試験ほ場で測定した塩素イオン濃度のデータに適用することによって、モデルの実用性を検証・評価する。シミュレーション結果に基づいて塩素イオンの土壌内における移動量を明らかにし、移動速度について若干の考察をする。さらに、このモデルを硝酸イオンの挙動に適用し、フィールドを攪乱することなく、自然条件下における硝酸イオンの純生成速度を日平均値の時系列として推定する。この時系列と降雨強度の時系列との比較・検討も行う。

第6章：ほ場に下水汚泥を連用したときの土壌水分と塩素イオン濃度の経年変化、及び汚泥施用を中止した後のそれらの変化をモデルシミュレーションによって予測する。また、作物を栽培した場合の土壌水分と塩素イオン濃度の分布を予測し、栽培しない場合と比較検討する。

第7章：本研究の総括と今後の課題をまとめる。

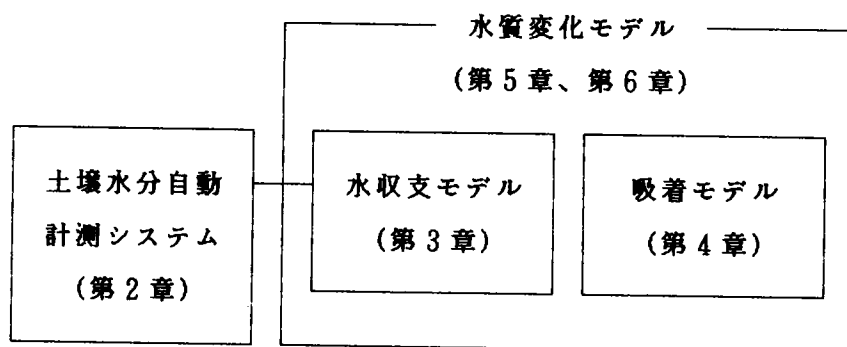


図 1.2 本論における各章の関連

第2章～第6章の関連を図1.1 に対応させたかたちでまとめると図1.2 のようになる。

1. 4 本研究に関連する著者の既発表論文

土壌浸透水の水量・水質予測モデルに関して概説し、従来の研究をレビュー・体系化したものとして、

- (1) 乙間末広・内藤正明・高松武一郎 (1982) : 土壌浸透水の水量・水質予測モデルについて, 水質汚濁研究, 5, 181-191.

土壌水分の挙動をモデル化し、ほ場における水分分布の変化をシミュレーションしたものとして、

- (2) 乙間末広・久保井徹 (1984) : ほ場における土壌水分分布予測モデルとシミュレーション, 日本土壌肥科学雑誌, 55, 499-506.

土壌水分自動測定システムの概要とその測定精度について検討したものとして、

- (3) 乙間末広・久保井徹・森忠保 (1984) : ほ場における土壌水分吸引圧の自動測定システムとその精度の検討, 日本土壌肥科学雑誌, 55,

564-566.

土壤水中の溶質の挙動をモデル化し、塩素イオン及び硝酸イオンの濃度変化のシミュレーションに適用したものとして、

- (4) Otoma, S. and Kuboi, T. (1985) : Model simulation of solute leaching and its application for estimating the net rate of nitrate formation under field conditions. J. Hydrol., 82, 193-209.

試験ほ場における無機元素類の挙動を長期に亘り観測した結果をまとめたものとして、

- (5) Kuboi, T. and Otoma, S. (1987) : Behavior of various solutes in a field soil: Six year observation. J. Hydrol., 95, (印刷中) .

参考文献

- 1) Amoozegar-Fard, A., W.H. Fuller and A.W. Warrik (1984) : An approach to predicting the movement of selected polluting metals in soils. J. Envir. Qual., 13, 290-297.
- 2) Beese, F. and P.J. Wierenga (1980) : Solute transport through soil with adsorption and root water uptake computed with a transient and a constant flux model. Soil Sci., 129, 245-252.
- 3) Brenner, H. (1962) : The diffusion model of longitudinal mixing in beds of finite length, Numerical values. Chem. Eng. Sci., 17, 229-243.
- 4) Cho, C.M. (1970) : Convective transport of orthophosphate (P-31

- and P-32) in several Manitoba soils. Can. J. Soil Sci., 50, 303-315.
- 5) Davidson, J.M. and R.K. Chang (1972) : Transport of picloram in relation to soil physical conditions and pore water velocity. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 36, 257-261.
 - 6) Duffy, J., C. Chung, C. Boast and M. Franklin (1975) : A simulation model of biophysiochemical transformations of nitrogen in tile-drained corn belt soil. J. Envir. Qual. 4, 477-486.
 - 7) Enfield, C.G. and L.E. Leach (1975) : Phosphorus model of Muskegon wastewater system. ASCE, 101(EE6), 911-916.
 - 8) Enfield, C.G. and D.C. Shew (1975) : Comparison of two predictive non-equilibrium one dimensional models for phosphorus sorption and movement through homogeneous soils. J. Envir. Qual., 4, 198-202.
 - 9) Frissel, M.J., J.A. van Veen and G.J. Kolenbrander (1980) : The use of submodels in the simulation of nitrogen transformations in soils. In: Agrochemicals in Soils., Banin A. and U. Kafkafi (eds.) , International Irrigation Information Center, Israel, 253-265.
 - 10) 福井正美 (1984) : 飽和土壤水中における放射性核種の吸着・挙動に関する基礎的研究. 京都大学博士論文.
 - 11) 福井正美 (1986) : [討議] 多成分流れモデルによる通気層内物質移動の解析. 衛生工学研究論文集, 22, 22-22.
 - 12) 合田健 (1986) : 自然浄化機能による水質改善に関する総合研究 (III) 水路及び土壌による水質浄化. 国立公害研究所研究報告第97号,

146 p.

- 13) Harter, R.D. and B.B Foster (1976) : Computer simulation of phosphorus movement through soils. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 40, 239-242.
- 14) 堀内将人・井上頼輝・森澤真輔 (1986) : 降雨-蒸発サイクル下での収着性物質の通気層内移動に関する数値シミュレーション-非平衡収脱着反応が物質移動に及ぼす影響-. 衛生工学研究論文集, 22, 23-34.
- 15) 井上頼輝 (1970) : 放射性廃棄物の地中処分に関する基礎的研究. 京都大学博士論文.
- 16) Kay, B.D. and D.E. Elrick (1967) : Adsorption and movement of lindane in soils. Soil Sci., 104, 314-322.
- 17) Kirida, C., D.R. Nielsen and J.W. Biggar (1973) : Simultaneous transport of chloride and water during infiltration. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 37, 339-345.
- 18) Lai, S.H. and J.J. Jurinak (1972) : Cation adsorption in one-dimensional flow through soils, A numerical solution. Water Resour. Res., 8, 99-107.
- 19) Lapidus, L. and N.R. Amundson (1952) : Mathematics of adsorption in beds, VI: The effect of longitudinal diffusion in ion exchange and chromatographic columns. Phys. Chem., 56, 984-988.
- 20) Misra, C., D.R. Nielsen and J.W. Biggar (1974 a) : Nitrogen transformations in soil during leaching, I: Theoretical considerations. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 38, 289-293.
- 21) Misra, C., D.R. Nielsen and J.W. Biggar (1974 b) : Nitrogen transformations in soil during leaching, II: Steady state nit-

- rification and nitrate reduction. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 38, 294-299.
- 22) 森澤眞輔 (1978) : 放射性廃棄物地中処分場の立地選定に関する工学的研究. 京都大学博士論文.
- 23) 森澤眞輔・堀内将人・山岡泰治・井上頼輝 (1986) : 多成分流れモデルによる通気層内物質移動の解析. 衛生工学研究論文集, 22, 9-21.
- 24) 西牧研壮 (1977) : 放射性廃棄物陸地保管を目的とした放射性核種の地中での挙動に関する研究. 京都大学博士論文.
- 25) Novotny, V., H. Tran, G.V. Simsman and G. Chesters (1978) :
Mathematical modeling of land runoff contaminated by phosphorus.
WPCF, 50, 101-112.
- 26) O'Connor, G.A., P.J. Wierenga, H.H. Cheng and K.G. Doxtader
(1980) : Movement of 2,4,5-T through large soil columns. Soil
Sci., 130, 157-162.
- 27) 乙間末広・内藤正明・高松武一郎 (1982) : 土壌浸透水の水量・水質予測モデルについて. 水質汚濁研究, 5, 181-191.
- 28) Overman, A.R., B.R. McMahon, R.L. Chu and F.C. Wang (1980) :
Cation transport in packed bed reactor of soil. Proc. ASCE,
106(EE2), 267-277.
- 29) Rhee, H. and N.R. Amundson (1972) : A study of the shock layer
in non-equilibrium exchange systems. Chem. Eng. Sci., 27,
199-211.
- 30) Rhee, H., B.F. Bodin and N.R. Amundson (1971) : A study of the
shock layer in equilibrium exchange systems. Chem. Eng. Sci.,
26, 1571-1580.

- 31) Selim, H.M. (1978) : Transport of reactive solutes during transient, unsaturated water flow in multilayered soils. Soil Sci., 126, 127-135.
- 32) Selim, H.M., J.M. Davidson and P.S.C. Rao (1977) : Transport of reactive solutes through multilayered soils. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 41, 3-10.
- 33) Selim, H.M. and I.K. Iskandar (1981) : Modeling nitrogen transport and transformations in soils, I: Theoretical considerations. Soil Sci., 131, 233-241.
- 34) Shah, D.B., G.A. Coulman, L.T. Novak and B.G. Ellis (1975) : A mathematical model for phosphorus movement in soil. J. Envir. Qual., 4, 87-92.
- 35) Skopp, J., W.R. Gardner and E.J. Tyler (1981) : Solute movement in structured soils, Two-region model with small interaction. Soil Sci. Soc. Am. J., 45, 837-842.
- 36) van Genuchten, M.Th. and P.J. Wierenga (1976) : Mass transfer studies in sorbing porous media, I: Analytical solution. Soil Sci. Soc. Am. J., 40, 473-480.
- 37) Wierenga, P.J. (1977) : Solute distribution profiles computed with steady state and transient water movement models, Soil Sci. Soc. Am. Proc., 41, 1050-1055.

第2章 土壌水分の屋外自動測定システム

2. 1 緒言

土壌水分の挙動を知るためには、まず水分の変化を土層の深さごとに観測する必要がある。各時点の含水率データは土壌中の元素存在量を土壌溶液中の元素濃度から計算するためにも、また第3章で取扱うモデルを検証するためにも必須である。

本章では、初めに、試験ほ場に設けた土壌水分自動測定システムについてその概要を述べる。次に、本測定システムによって得られるデータの精度と誤差の原因となる外乱について検討し、外乱の大部分をデータ処理によって相殺する方法を提示する。最後に、本システムのテンシオメータ部分を加温することによって、気温が氷点下に達す冬期に土壌水分の測定を試みたのでその結果を示す。

従来、土壌水分の測定は、主に農業分野で行われており、灌水時期の決定など作物への配慮からなされる場合が多かった。しかし、過剰な施肥や汚泥・廃水の土壌還元等による地下水の汚濁が懸念されている昨今、土壌水や溶質の土壌浸透を定量的に把握するための土壌水分測定が要求されるようになっている。

この場合の土壌水分測定には次の条件が満たされねばならない。

- 1) 降雨期における水分と溶質の移動がとくに重要であるため、比較的高い水分領域でも十分な測定精度が得られること。
- 2) 土壌水とともに移動する高濃度の塩類に、測定値が比較的影響されにく

いこと。

3) 測定値が屋外の気温の影響を受けにくいこと。

4) 土層全体の平均値ではなく、比較的狭い領域の土壤水分が測定できると。

5) システムの保守・管理が容易であること。

また、水分と溶質の移動を定量的に解析するには、ある程度短い時間間隔で測られた長い期間のデータが必要である。そのためデータが膨大になることや、降雨時期を完全には事前予測できないことを考えると、測定が自動で行われる必要がある。さらに、従来からよく見られるチャートによる出力ではなく、多量に測定されたデータをデジタル化しコンピュータ処理し易いように記録するのが望ましい。

自動化が可能と思われる土壤水分の測定法には数種類ある。代表的なものとしては、含水率の変化に伴って変動する電気抵抗値を測定する電気抵抗法 (Schlub and Maine, 1979; Williams, 1980)、水素原子による中性子のエネルギー吸収量を測定することにより含水率を知る中性子法 (Kirkham and Kunze, 1962)、テンシオメータにより土壤水の吸引圧を測定したのち土壤水分特性曲線によって水分量に変換するテンシオメータ法などがある。電気抵抗法 (石こうブロック法等) は前記の条件 1) ~ 3) の点で問題があり、また中性子法では条件 4) に難点がある。テンシオメータによる吸引圧測定法は水分量の測定ということでは一種の間接的測定法であり、また条件 5) の点から比較的自動化しにくい欠点はあるが、他の方法に比べ条件の 1) ~ 4) の点で優れている。さらに、水の移動を支配しているのは水分量分布ではなく、吸引圧等のエネルギーポテンシャルの分布であるため、水分移動の機構を調査するのに適している。

テンシオメータ法による土壤水分の自動測定システムについては、既に数例

(Bottcher and Miller, 1982; Long and Huck, 1980; Thony and Vachaud, 1980; Williams, 1978) が報告されている。しかし、灌水時期の決定を目的とするものは水分の多い領域において測定精度が悪い。また、比較的精度の良いものは各種の外乱をさけるため、スキャナーや記録システムなど周辺機器のすべてを水分センサーの埋設位置から数メートル以内に設置しなければならず、長期的な屋外観測には適さない。

2. 2 システムの概要

システムの各部機器はすでに市販されているもので、その構成と接続は図 2.1 に示す。12本のテンシオメータで測定された土壌水分の吸引圧は水頭高発信器（以後、発信器と略す）で電気信号に変換され、約70m離れたゼロゲイン調節装置を介してスキャナーに送られる。マスターコントローラはスキャン開始の時刻や間隔を制御するとともに印字プリンターや紙テープにデータを送る。また、スキャナーは屋外の気象観測機器をも制御しており、得られた気象データは土壌水分の吸引圧データとともに印字プリンターや紙テープに記録される。

図2.2 は発信器の詳細図である。ストレインゲージとしては半導体ゲージが感度的に優れているが安定性に問題があるため、本器では金属ゲージを普通の2倍の4個使用し、安定性と感度を向上させている。水の吸引圧を感知する感圧体には柔軟なステンレスベローズを使用し、水の入る部分は腐食を避けるため同質のステンレス材を使用している。また、電氣的絶縁の必要性から数個の合成樹脂部品を使っているが、連結柱の材料を選択することによってその熱膨張の一次的な影響を消去している。

ゼロゲイン調節装置は、発信器の出力の感度やゼロ点の微調整を、離れたパネルで行うためのものであり、出力を安定させるための直流電源電圧安

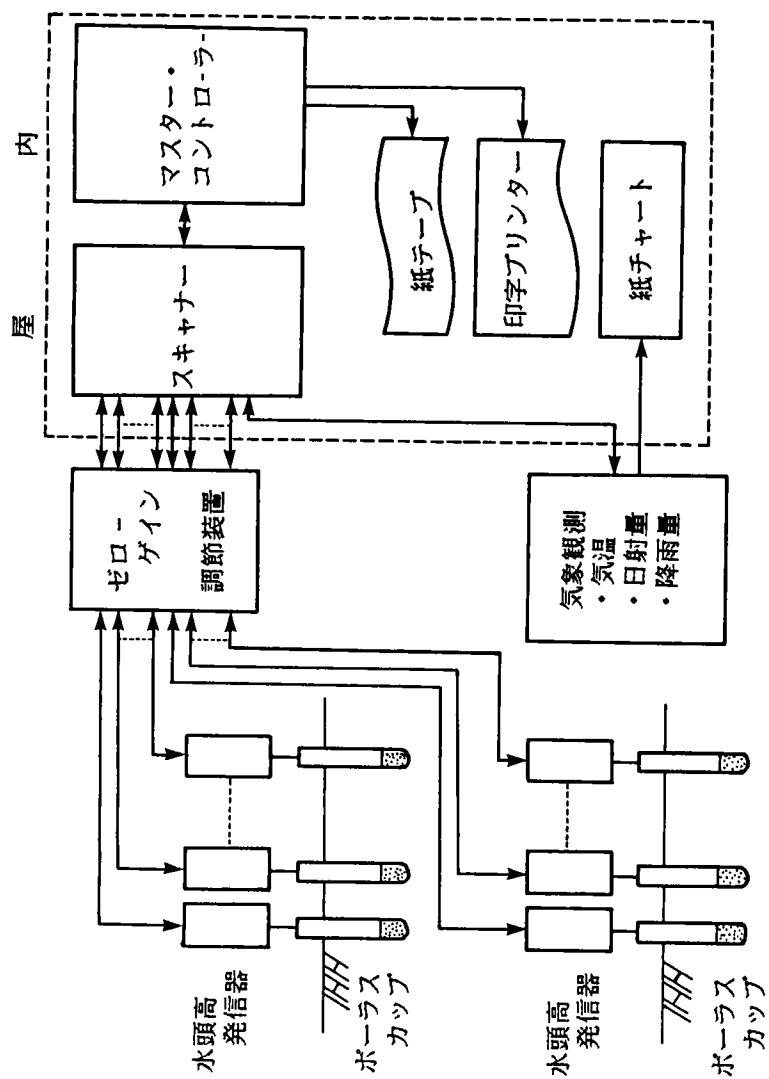


図 2.1 土壌水分自動測定システムの概要図

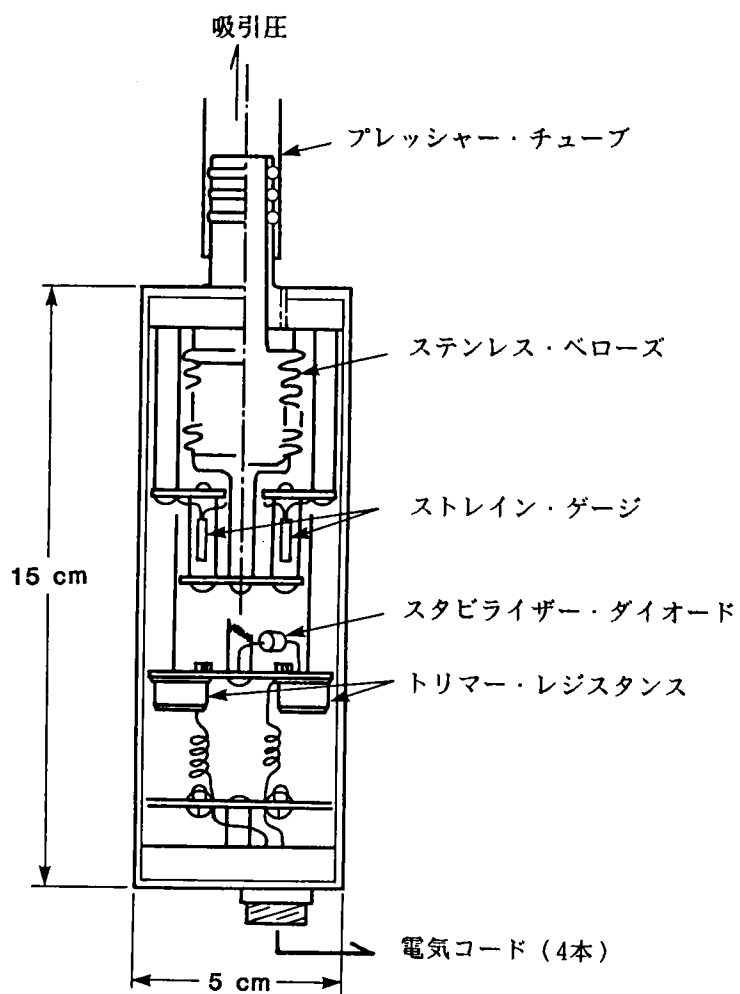


図 2.2 水頭高発信器の詳細図

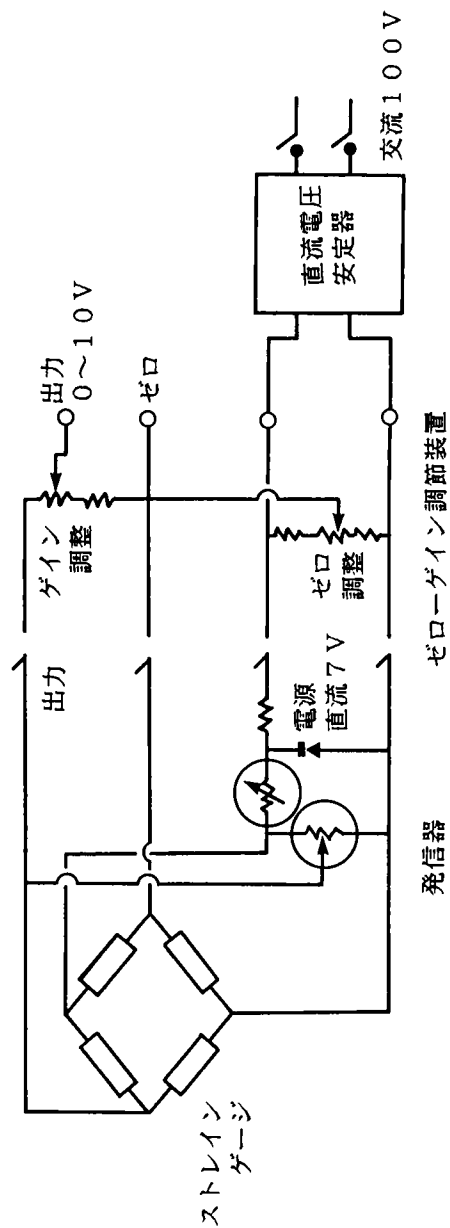


図 2.3 水頭高発信器及びゼロゲイン調節装置の電気回路

定器も装備している。発信器とゼローゲイン調節装置の電気回路は図2.3に示す。

本システムを構成する主要な機器は以下のとおりである。

- 1) テンシオメータ：ウイジン工業社製
- 2) 水頭高発信器（発信器）：ウイジン工業社製
- 3) ゼローゲイン調節装置：ウイジン工業社製
- 4) マスターコントローラ、スキャナー、印字プリンター：横河電気製

YODAC-80システム

- 5) 紙テープ穿孔器：オリベッティー製

なお、このシステムは本章の実験後、制御及び記録部分については新しい機器に置換した。新システムの制御は、マスターコントローラ、スキャナー、印字プリンターを一体化した江藤電気のTHERMODAC-32によって行い、データの集録と画面表示はNECパソコンPC9801-F2によって行っている。

2. 3 計測電圧と吸引圧の関係

2. 3. 1 測定方法

吸引ポンプを発信器と水銀マノメータとに並列に連結し、ポンプの吸引圧を0～500cmH₂Oの範囲内で種々に設定した。設定した吸引圧値は水銀マノメータで確認するとともに、発信器の示す電圧を前節のシステムで計測した。キャリブレーションの範囲をこの範囲に設定したのは、降雨時など土壤水が大量に移動し、土壤水の水量や水質に大きな影響を与える時期の土壤水分吸引圧がほとんどこの範囲に入るためである。キャリブレーションは12基の発信器すべてについて行った。

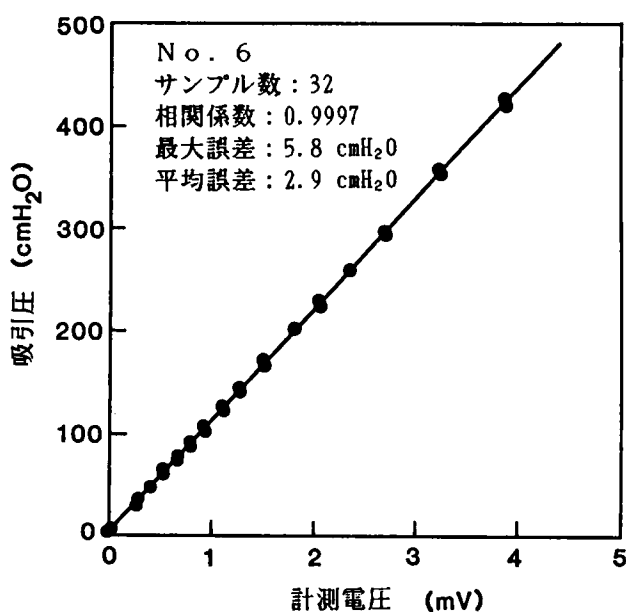


図 2.4 吸引圧と計測電圧の関係

2. 3. 2 結果と考察

図2.4 はNO.6の発信器に対する自動測定システムの出力（計測電圧）と、水銀マノメータの示す吸引圧（真の吸引圧）との関係を示したものである。この図から計測電圧と発信器にかかる吸引圧とはほぼ線形関係にあるとみなし、次の式を仮定した。

$$p = a (V - b) \quad (2.3.1)$$

ここに、

p : 吸引圧 (cmH₂O)

V : 計測電圧 (mV)

a, b : 定係数

定係数 a 、 b はそれぞれいわゆる計器のゲインとゼロ点に対応するもので、計器を調節することによって $a = 1$ 、 $b = 0$ とすれば計測電圧と吸引圧を一致させることが可能である。しかし、ゼロゲイン調節装置に電源安定器を擁しているとはいえ、屋外計測のため外乱要因が多いうえ発信器から記録部までの距離が長く、電氣的に不安定なことから a 、 b を精度良く調節するのが困難であった。そこで以後は計器調節による a 、 b 設定法に代えて、既知の吸引圧とそのときの計測電圧データから定係数 a 、 b を回帰分析により統計的に推定する方法を採用した。

すなわち、式 (2.3.1) における a 、 b は既知の吸引圧と計測電圧の間の回帰式

$$p = \phi_1 V + \phi_2 \quad (2.3.2)$$

表 2.1 各発信器の推定 a 、 b 値の統計的特性

発信器NO.	a	b	サンプル数	相関係数	標準偏差 (cmH ₂ O)	最大誤差 (cmH ₂ O)
1	111.4	0.546	32	0.999	3.8	7.8
2	115.6	-0.918	32	1.000	3.6	7.3
3	110.7	-0.153	32	1.000	3.3	6.9
4	111.0	-0.140	32	1.000	3.2	6.3
5	116.1	-0.149	32	1.000	3.4	7.0
6	107.6	-0.079	32	1.000	2.9	5.8
7	106.1	-0.180	30	1.000	1.5	3.3
8	136.7	-1.415	30	0.999	4.0	8.6
9	108.8	-0.068	30	0.999	4.1	9.2
10	113.5	-0.256	30	1.000	2.1	4.6
11	113.3	-0.025	30	1.000	2.8	6.4
12	110.9	-0.157	30	1.000	2.6	5.8
平均	—	—	—	1.000	3.1	6.6

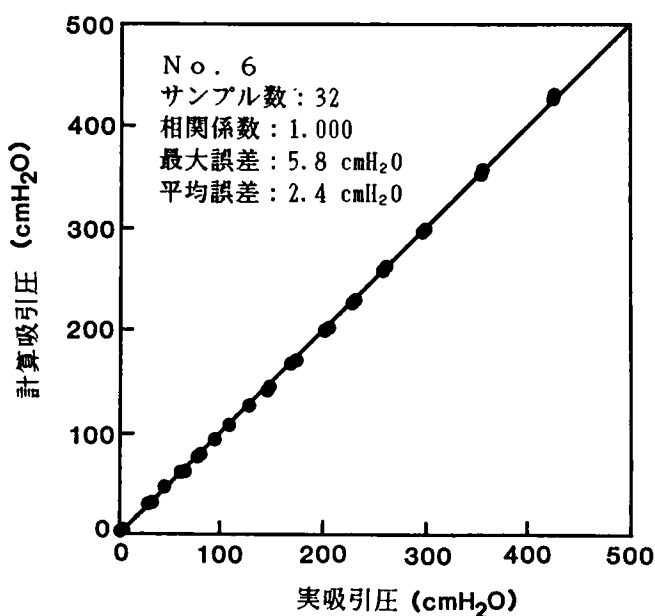


図 2.5 計算吸引圧と実吸引圧の比較

における回帰係数 ϕ_1 、 ϕ_2 から $a = \phi_1$ 、 $b = -\phi_2 / \phi_1$ によって推定した。12基の発信器に対する係数 a 、 b の推定値及びその他の統計量を表2.1にまとめた。計算値と実測値との相関係数はすべての発信器について0.999以上と高く、誤差の標準偏差も計器によって多少のばらつきはあるが、1.5～4.1cmH₂Oと小さかった。これらの結果から、吸引圧と計測電圧が0～500 cmH₂O の範囲においては線形関係にあり、式(2.3.1) によって精度良く変換できることがわかった。なお、図2.5 はNo.6の発信器について、吸引圧の実値と式(2.3.1) による計算値を比較したものである。

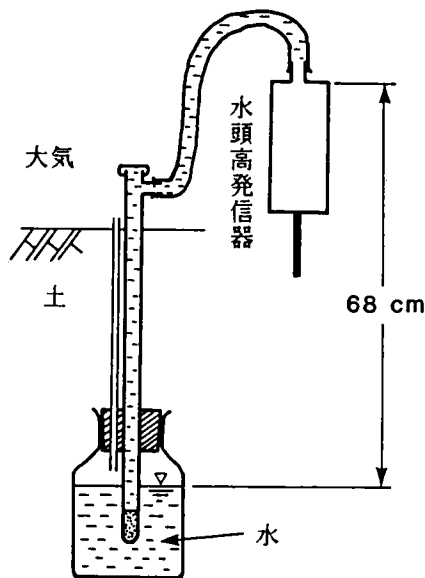


図 2.6 外乱測定用テンシオメータ

2. 4 長期測定時の精度と外乱の検討

2. 4. 1 測定方法

屋外での長期自動測定時には天候の変動や使用電源の電圧変動など種々の外乱が予想される。そこで、これらの外乱がどの程度どのようなパターンで計測値を乱すかを調べるため、図2.6のようなテンシオメータを作成した。ビン中の空気は細いガラス管で大気と通じているため、その気圧は大気圧に等しい。N0.6の発信器をこのテンシオメータの受感部とし、実際の土壤水分を測定するときと同様に土中に埋設して測定した。測定期間は1983年8月5日から18日までの14日間で、測定間隔は30分とした。一方、N0.12の発信器は電気系統のみの乱れを調べるため、ポーラスカップとは接続せず直接大気に開放し、同時期に同時間間隔で測定した。

2. 4. 2 結果と考察

N0.6とN0.12の発信器によって計測する圧力 p_6 、 p_{12} はそれぞれ次式により与えられる。

$$p_6(t) = H_6 + \alpha_6(t) + \beta_6(t) \quad (2.4.1)$$

$$p_{12}(t) = \alpha_{12}(t) \quad (2.4.2)$$

ここに、

p_6 , p_{12} : 計測圧力 (cmH₂O)

H_6 : ビン中の水面から発信器までの高さ (68cm)

α_6 , α_{12} : 電気系統による乱れ (cmH₂O)

β_6 : テンシオメータ関係で生じた乱れ (cmH₂O)

t : 時刻

p_6 と p_{12} の測定値をそれぞれ図2.7の(A)と(B)に示す。また、同時期の降雨と気温変化のパターンを図2.8に示す。

p_6 と p_{12} のデータの変動は酷似しており、相関係数も0.932と高かった(表2.2参照)。また、変動幅や標準偏差も p_6 の方がやや大きいがほぼ同程度であり、その大きさは変動幅が約20cmH₂Oで標準偏差が約5cmH₂Oであった。このことは変動の主原因が電気系統に起因するもので式(2.4.1)と式(2.4.2)の α_6 及び α_{12} の乱れが原因であり、さらに α_6 と α_{12} との間に大きな差の無いことを示している。

p_6 、 p_{12} とも8月14日までは昼間に高く夜間に低いという顕著な日周期変動をくりかえしたが、降雨の始まる8月15日からはこの周期変動は不明瞭になった。しかし、降雨の直接的な影響として計測電圧が乱れたとは考え難く、むしろ降雨により気温の日周期変動が乱れたためと考えられる。このことは8月15日以降も気温(図2.8)と計測値の変動が類似していることから

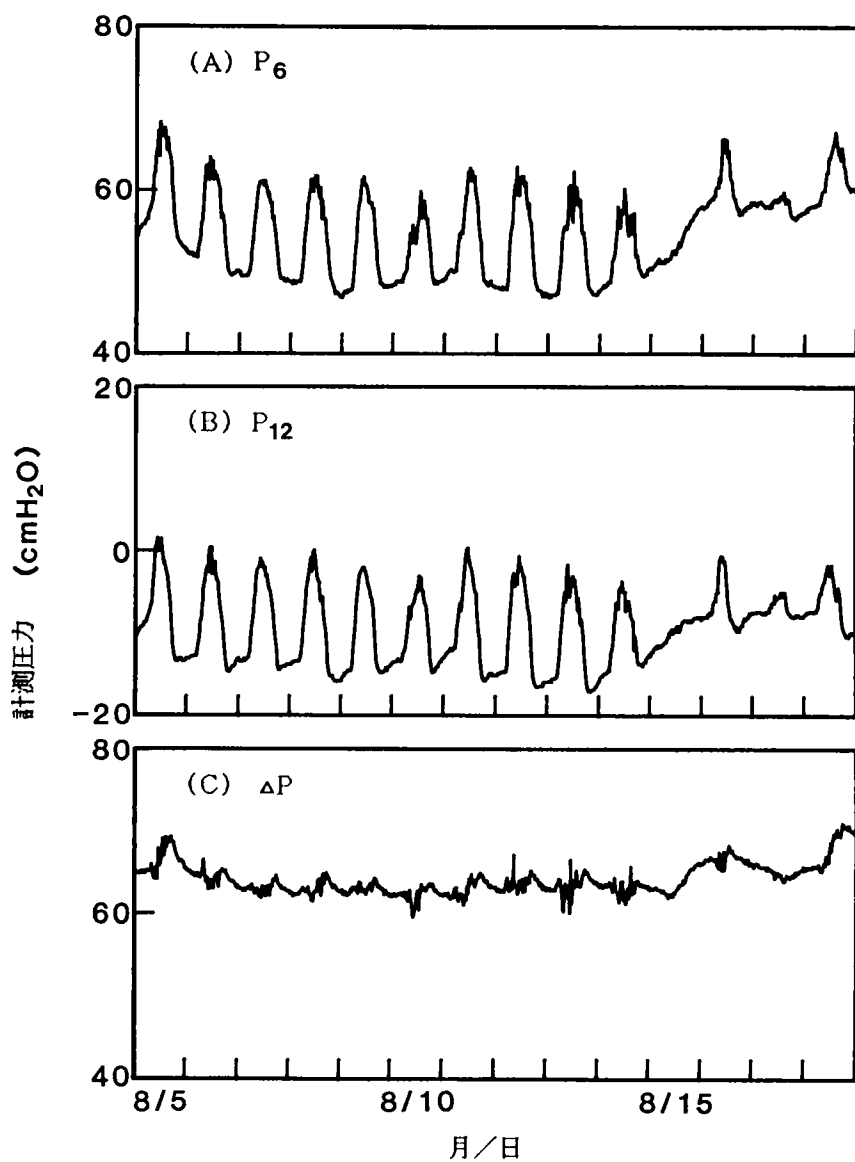


図 2.7 p_6 、 p_{12} 及び Δp の経時変化

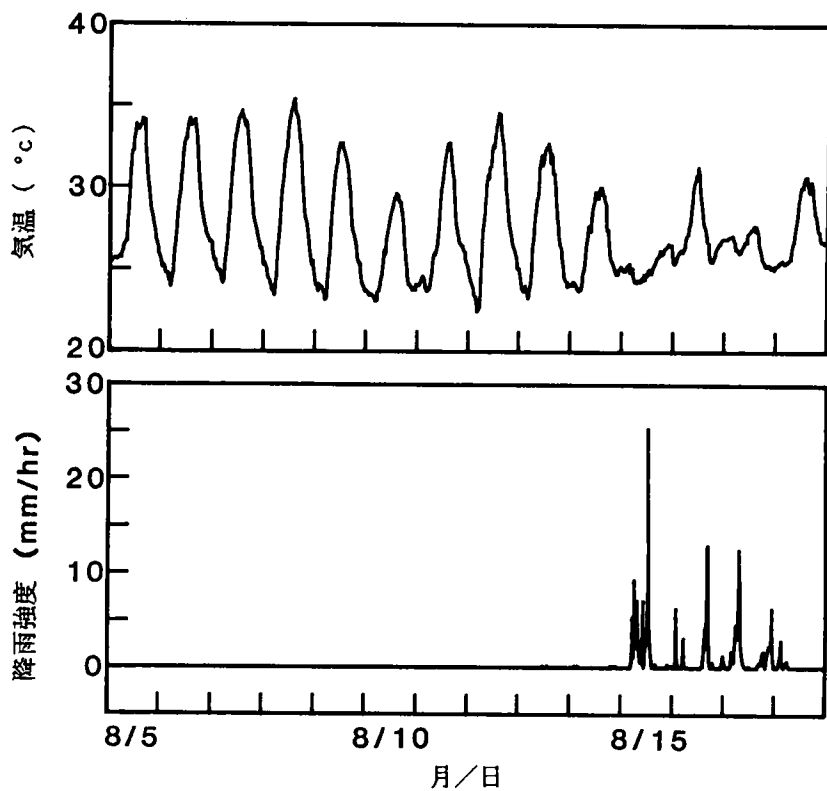


図 2.8 気温と降雨強度の経時変化

表 2.2 測定データの統計的特性

	p ₆	p ₁₂	Δ p
サンプル数	670	670	670
平均値*	55.1	-9.1	64.2
最大値*	68.4	1.6	71.1
最小値*	46.8	-17.1	59.5
変動幅*	21.5	18.7	11.6
標準偏差*	5.3	4.6	1.9
相関係数	0.932		—

*単位はcmH₂O

も分かる。気温と p_6 、 p_{12} との相関係数はそれぞれ 0.667、0.701 であった。電気系統で外気温の影響を最も受け易いのは発信器から記録部までの電導線部分である。この電導線は 70m 以上もあるうえ、地上をはっているため晴天時の日中は外気温よりかなり高くなる。そのため、電導線の電気抵抗値が外気温変化とともに変化して大きな外乱となっているものと思われる。

次に、 p_6 から電気系統の外乱を除くため、 p_6 から p_{12} を引いた差

$$\Delta p(t) = H_6 + \{ \alpha_6(t) - \alpha_{12}(t) \} + \beta_6(t) \quad (2.4.3)$$

の計算を試みた。結果は図 2.7 の (C) に示す。大きな日周期変動は無くなったが、不規則な突発的変動とわずかな日周期変動が依然としてみられた。不規則な乱れはやはり電気系統によるものと思われるが、その原因は外気温の影響ではなく、むしろ電源電圧の不安定要因からくるものと考えられる。また、記録部から発信器までの状態が N0.6 と N0.12 の両者では全く同様に保持されていたことから、 α_6 、 α_{12} に起因するトレンドは相殺されており、このわずかな日周期変動はテンシオメータ及びその周辺部に対する気温や地温の影響（例えば、管の膨張、水の比重変化）であり、式 (2.4.3) では右辺第 3 項の β_6 によるものと考えてよい。

Δp の変動幅と標準偏差はそれぞれ 11.6 cmH₂O、1.9 cmH₂O で、 p_6 、 p_{12} のものに比べて半分以下であった。このことから β_6 の変動が α_6 や α_{12} に比べてかなり小さいことがわかる。また式 (2.4.3) からわかるように、もし外乱 α_6 、 α_{12} 、 β_6 に偏りがなければ、 Δp の平均値は H_6 に等しくなるはずである。しかし実際は 64.2 cmH₂O であり $H_6 = 68 \text{ cmH}_2\text{O}$ より 3.8 cmH₂O 少なかった。今回の実験ではこの偏りの原因を確定することはできなかったが、テンシオメータ周辺からくるものと推測される。なお、その後、数回のキャリブレーションと外乱測定を行ったが、テンシオメータ周辺からくる乱

れの偏りはほぼ一定であった。

以上のことから、計測値の大きな日周期変動は外気温の影響を受けた電気系統の乱れであるものの、ブランクの発信器で電気系統の乱れを計測し、その値を各計測値から差し引くことによってほぼ消去できることがわかった。またこの処理により、乱れの偏りはなお残るが変動が減り精度が大きく向上することがわかった。処理後の測定データの誤差の標準偏差は外乱の偏りが常に一定であるなら $2 \text{ cmH}_2\text{O}$ 程度である。この測定システムを設置したほ場では、 $2 \text{ cmH}_2\text{O}$ の吸引圧変化は体積含水率にして $0.0003 \sim 0.006 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ の変化に相当し、精度的にはほとんど問題にならない。

2. 5 実測時における外乱の除去

2. 5. 1 外乱の除去手法

ポーラスカップを土中に埋設し実際の土壤水分吸引圧を測定するときも、別個に図2.6 で示した外乱測定用のテンシオメータを設置測定することによって、外乱の大部分を除去することができる。実測時に本測定システムの計器に出力される数値は次式で表わされるような合成圧力である。

$$p_i(t) = h_i(t) + z_i + L_i + \alpha_i(t) + \beta_i(t) \quad (2.5.1)$$

ここに、

h_i : NO.iのテンシオメータが埋設されている土壤の土壤水分吸引圧
(cmH_2O)

z_i : NO.iのテンシオメータのポーラスカップの埋設深さ (cm)

L_i : NO.iのテンシオメータの地表面から発信器までの高さ (cm)

これまでの検討からもわかるように、計測された圧力 p_i から土壤水分吸引圧 h_i を十分な精度で推定するためには外乱 α_i 、 β_i を無視することでは

きない。しかし、外乱 α_i は既に述べたように各計器について大差はない。
また、 β_i も変動が比較的小さいうえ、テンシオメータの構造がどれも同一であるため、ほぼ等しいとしても大過ないであろう。よって、式(2.4.1) と式(2.5.1) より、

$$\begin{aligned}\Delta p_i(t) &= p_i(t) - p_s(t) \\ &\approx h_i(t) + z_i + \{L_i - H_s\}\end{aligned}$$

または、

$$h_i(t) = \Delta p_i(t) - z_i - \{L_i - H_s\} \quad (2.5.2)$$

となる。式(2.5.2) の右辺第2項、第3項は、各発信器とボールスカップに対して計測ずみであるから、 Δp_i がわかれば目的の土壌水分吸引圧 h_i が求まる。

2. 5. 2 実測例

国立公害研究所の試験は場内の深さ15cm（耕うん層直下）、45cm、60cmにおける土壌水分吸引圧を30分間隔で測定した結果を、式(2.5.2) によって変換したのが図2.9 である。降雨とともに土壌が湿潤し、降雨終了後、徐々に乾燥するようすが土壌水分吸引圧の変化によく表われている。とくに耕うんした層の直下である15cm層の変化は著しく、乾燥過程においても昼夜の影響と思われる日周期変動がみられた。45cm、60cm層の変化は比較的小さく15cm層のような日周期変動はみられなかった。しかし、降雨が頻繁に続き土壌全体が湿潤している8月16日～18日には、45cm、60cm層にも15cm層と同様に降雨の断続的变化に対応する変化がみられた。図2.10は第3章の図3.3 で示す本ほ場の吸引圧水分曲線をもとに、図2.9 を体積含水率で表現したものであ

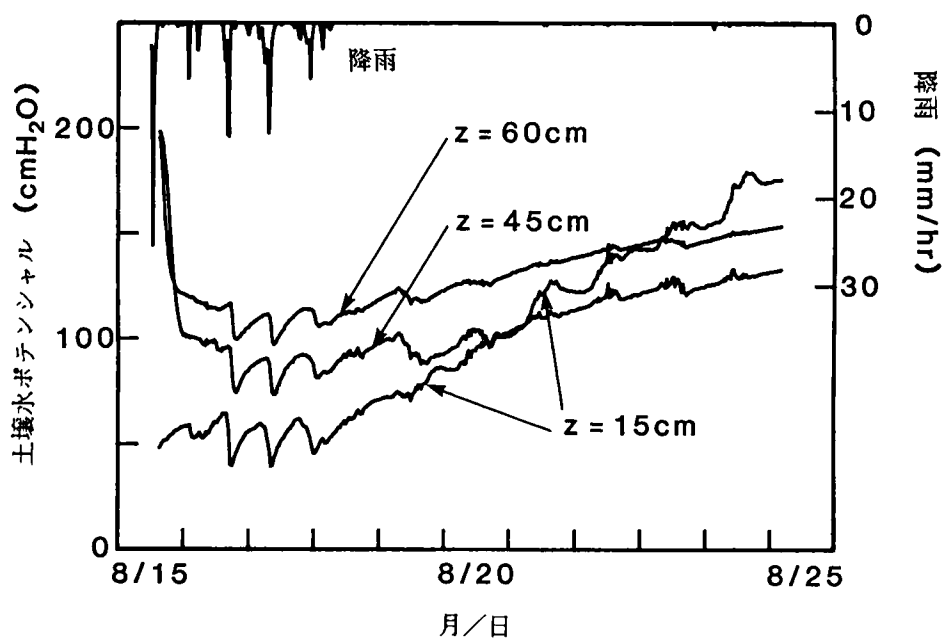


図 2.9 土壌水ポテンシャルの経時変化

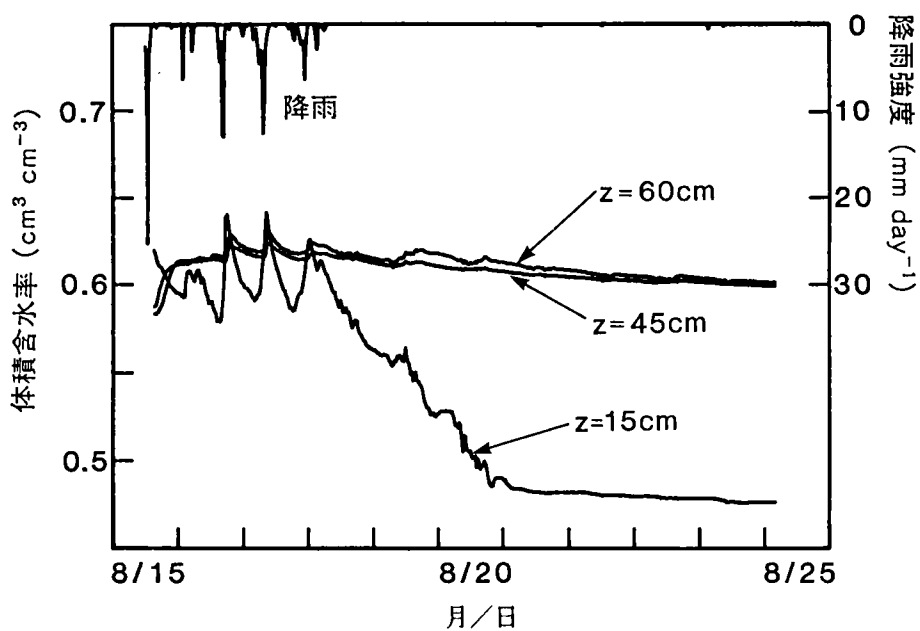


図 2.10 土壌水分の経時変化

る。15cm層の含水率が45cm層や60cm層のものに比べて著しく変化することが良くわかる。

このような長期にわたる詳細な変化は従来の水銀マノメータの目視によっては実質上知ることが不可能であり、連続自動測定データをデジタル出力し外乱補正を行うことによって把握できたものである。

このシステムの安定性については、その後、数ヶ月の連続測定を行うことによって確認している。また、テンシオメータ法による長期測定の場合、しばしば問題となる気密の不完全による気泡の侵入は、水の充填口を二重ゴム栓にすることによってほぼ防止できた。土壤水分吸引圧が500cmH₂O以下で経過している場合は、この点での保守・管理は少なくとも1ヶ月以上全く必要なかった。

以上のように、このシステムは保守・管理にあまり労力を要しない点、及び従来にない高い精度を維持している点から、土壤水の移動追跡など長期の連続測定を要する種々の目的に役立つと思われる。

なお、データの精度をさらに向上させるためのシステムの改良としては、1) 電導線の断熱被覆または地下埋設、2) 電源電圧安定装置の取り付け、などが考えられる。また、3) 外乱の偏りの原因究明とその除去、4) 機器の特性変動を監視するためのキャリブレーション方法やその頻度の検討、などが今後の課題である。

2. 6 冬期における自動測定

有機廃棄物や肥料中の成分が地下へ浸透してゆく過程は、年オーダの比較的長期にわたる現象である。従って、地下水汚染等の環境問題としてこれら成分の土壤浸透を把握するには、年間を通して土壤水と成分の挙動を知る必要がある。また、冬期における氷結層以深の土壤溶液の動きは現象的にもま

だまだ未解明な点が多く（中谷・菅谷，1949）、観測データの蓄積が望まれている。しかるに、土壌水分の測定は、従来冬期には行われていなかった。その理由は、1）従来の水分測定の多くが作物の生育との関連で行われていたこと、2）氷点下での水分測定が技術的に困難であったこと、の二点による。

近年になって、部分的に凍結する土壌の水分量を測定する新しい技術や理論の開発（Fellner-Feldegg, 1969; Stein and Kane, 1983）が行われている。しかし、これらの測定法は土壌水分中の塩類の影響を受け易いため、長期測定時には安定性に欠ける（Schmugge et al., 1980）。さらに、機器の操作が複雑で保守・管理が容易でないことや機器が高価であることを考えると、通年の自動測定には適さない。

テンシオメータ法は水を使用して測定するため、凍結期の測定にはなんらかの工夫が必要となる。以下では、試験ほ場に設置した自動測定システムを用いて、テンシオメータ法による土壌水分の冬期測定について検討する。

2. 6. 1 凍結防止対策

テンシオメータ法の凍結防止対策としては、機器に使用されている水の一部を凝固点の低いエチレングリコール溶液に置換した例（Schmugge et al., 1980）がある。この場合は液漏れによるフィールドへの影響や液量の調節など保守・管理の点で問題がある。

筑波研究学園都市地区では土壌の下層（20cm以深）まで凍結するほど寒くなることはない。よって、ごく表層部と地上部の凍結を防止すれば、冬期でもテンシオメータによる土壌水分の測定は可能となる。ここでは図2.11のようにテンシオメータ上部及び水頭高発信器を加熱保温することによって凍結を防止した。

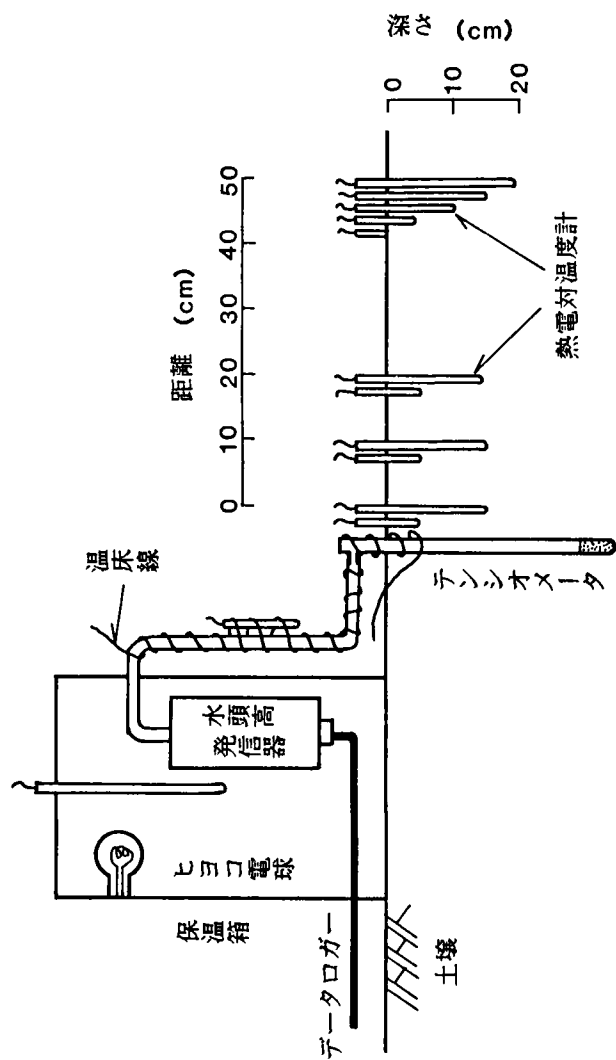


図 2.11 テンシオメータによる冬期土壌水分測定実験の概要図

表 2.3 気温及び機器各部温度の変化特性

測定位置	測定回数	平均値	最大値	最小値	変動幅	標準偏差
℃						
気温（地上70cm）	219	0.8	14.9	-13.1	28.0	6.4
保温箱内	219	14.4	25.6	3.8	21.8	4.9
チューブ表面	219	13.0	37.7	-0.2	37.9	7.3

表 2.4 地温の変化特性

測定位置	測定回数	平均値	最大値	最小値	変動幅	標準偏差
d * z ***						
— cm —		℃				
0 5	219	13.0	23.0	5.7	17.3	3.8
0 15	219	10.1	12.7	5.3	7.4	1.4
10 5	219	3.3	14.8	-3.7	18.5	4.1
10 15	219	6.1	8.3	3.3	5.0	1.2
20 5	219	2.0	12.8	-4.2	17.0	3.5
20 15	219	4.1	6.3	2.5	3.8	1.1
50 0	219	1.6	18.6	-8.6	27.2	6.3
50 5	219	1.8	13.0	-4.9	17.9	3.6
50 10	219	2.3	8.6	-0.7	9.3	2.0
50 15	219	3.3	5.2	1.9	3.3	0.9
50 20	219	3.8	5.1	2.7	2.4	0.7

* d : テンシオメータからの水平距離

*** z : 地表からの深さ

テンシオメータ系：テンシオメータの地上部と地下5 cmまでを温床線（筑波電気KK製・100 V・1000 W）で捲いた。温床線はスライダックを介して通電し温度調節を可能にした。

水頭高発信器：木製の保温箱で覆い、内部をヒヨコ電球（100 V・60 W）で保温した。内部の温度はサーモスタットによって30℃以上にならないようにした。

2. 6. 2 保温性能

図2.11のように熱電対温度計を各部に配備し、1984年1月16日からの10日間を1時間毎に計測・記録（江藤電気KKサーモダックII）した。その間の各温度の変化特性は表2.3 と表2.4 にまとめている。

図2.12は地上70 cmの気温及びチューブ表面と保温箱内の温度の経時変化である。気温は頻繁に氷点下に達しているが、これらの温度が氷点下になったのは、チューブ表面温度が-0.2℃となった1月19日未明の一度だけであり、地表に近い地下5 cmと15 cmのテンシオメータ表面部も常に0℃以上に保たれていた。また、それぞれの平均温度は表2.3 と表2.4 にあるように10～20℃の範囲にあった。このように温床線とヒヨコ電球による加熱保温という安価で簡便な方法によっても、最低気温-13℃ 程度まではテンシオメータ及び水頭高発信器の凍結をはば完全に防止できることがわかった。

2. 6. 3 周辺地温に与える影響

凍結防止のための加熱が周辺土壌の地温に大きな影響を与えると、土壤水分の挙動や有機物の分解速度などにも変化が生じる。そこで、温床線の捲かれたテンシオメータからの距離と地温の関係を検討した。

図2.13はテンシオメータから50 cm離れた地点での地表面及び地下の温度で

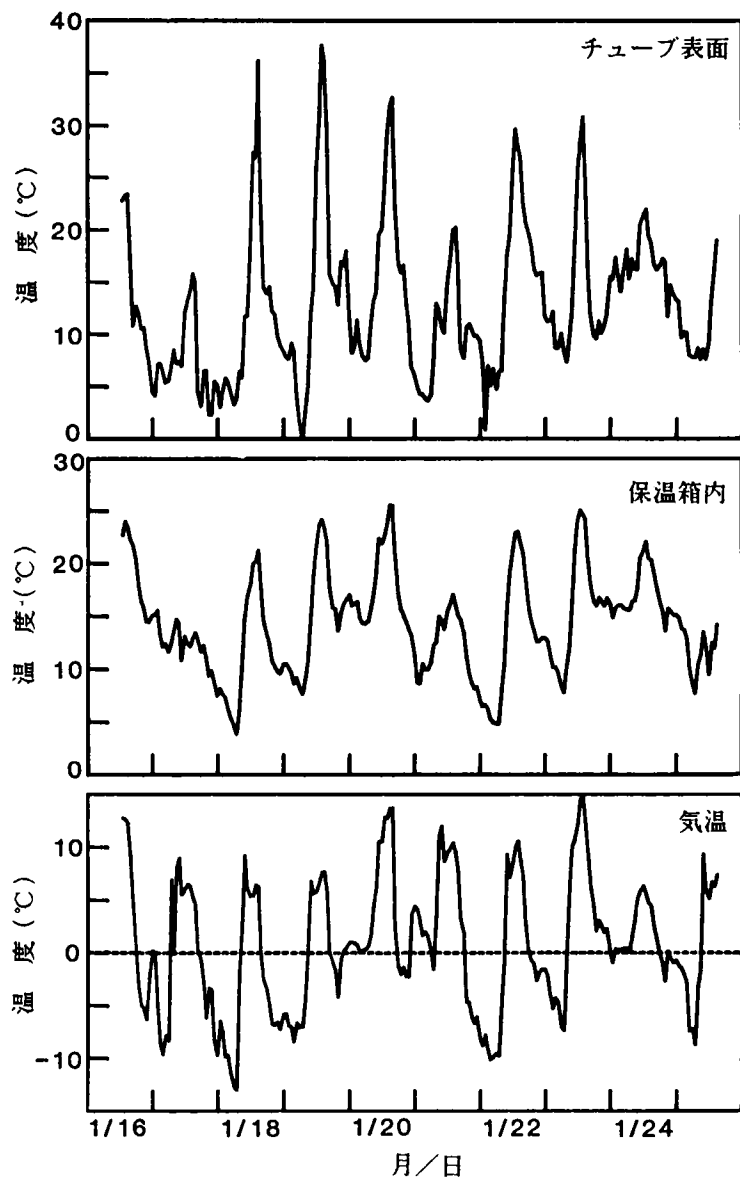


図 2.12 チューブ表面と保温箱内の温度変化及び気温の変化

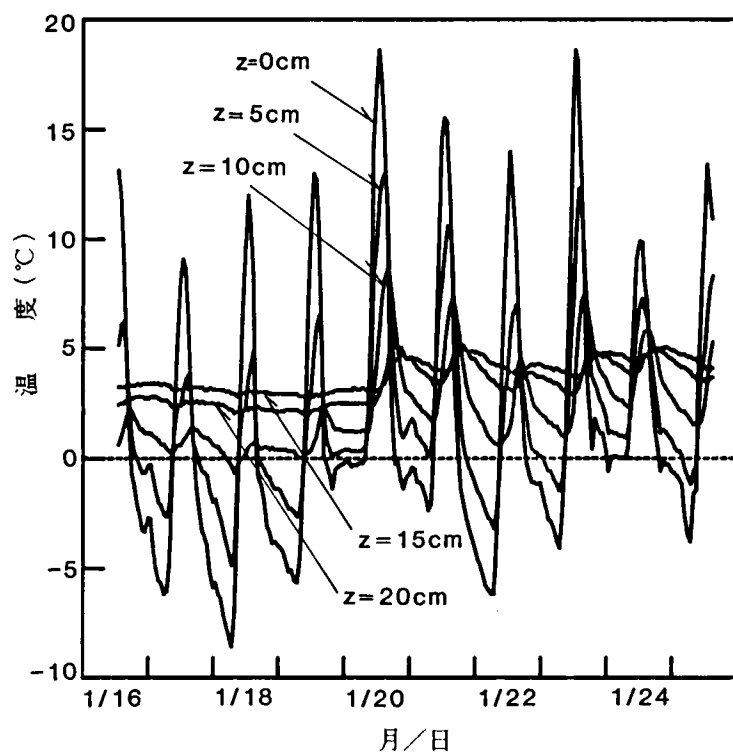


図 2.13 温床線を掩いたテンシオメータから50cm離れた地点での地温

あり、温床線による加熱の影響をほとんど受けていないと思われる。図からわかるように、地下5 cmまではしばしば凍結するが、地下10 cmまで凍結することは稀である。また地下深くなるに従って急激に変動が小さくなり、応答が徐々に遅れてくることもわかる。

温床線の掩かれているテンシオメータからの水平距離と深さ5 cmと15 cmにおける地温との関係を示すのが図2.14である。地下5 cmの測定値でみると、テンシオメータから10 cm離れると温床線の影響はわずかになり、20 cm離れるとほとんどその影響はなくなる（20 cm地点と50 cm地点での温度差がない）。

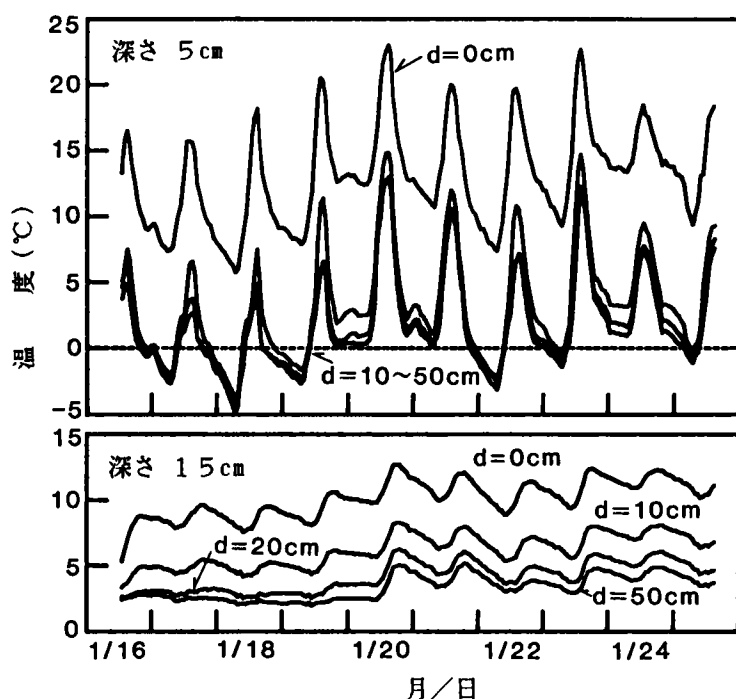


図 2.14 深さ 5 cm と 15 cm における地温

一方、地下 15 cm の地温はテンシオメータから 20 cm 離れても 50 cm 離れた地点の地温となおわずかな差があり、地下 5 cm の場合より遠方まで加熱の影響を受ける。

以上の結果から、温床線の影響がでるのはテンシオメータから半径 10 cm ～ 20 cm 以内の地域で、通常のは場では問題にならない広さである。また、この影響は地下深くなれば減少すると思われることから、ここでの方法で冬期の土壌下層部の水分測定が可能であると考えられる。なお、より精度の良い測定には、気温に連動した加熱方式を採用するなど、機器内水分の凍結を防ぐ最小限の加熱にとどめる工夫が必要ある。

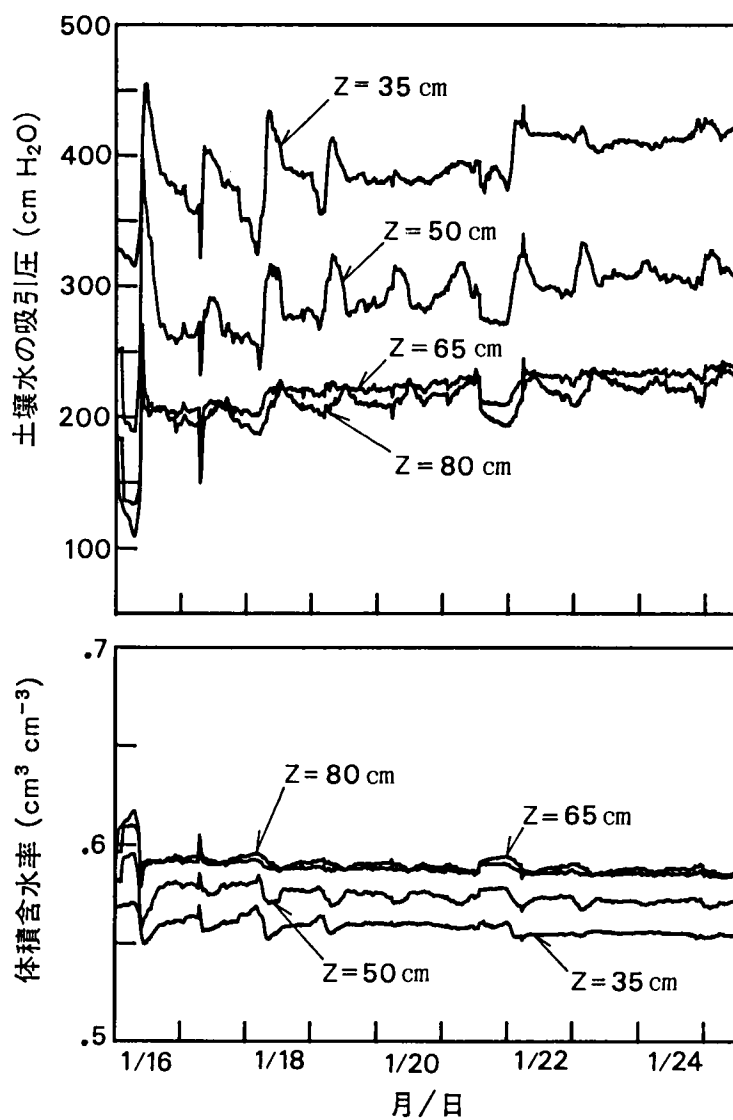


図 2.15 冬期の土壌水分吸引圧の実測例とそのときの土壌水分変化

2. 6. 4 冬期における土壌水分の実測例

上記の地温測定期間中における土壌水分の実測例を図2.15に示す。測定値は式(2.5.2)を用いて外乱を補正してあるが、測定期間の前後において機器のキャリブレーションを行っていないため絶対値の信頼性は多少劣る。この期間は長い間降雨がなく、冷え込みの厳しい気候であった。地下50cmまでの土壌水分の吸引圧はかなり変動しているが、土壌水分そのものはあまり変化していないことが図からわかる。

2. 7 要約

ほ場における土壌水分変化を長期的に追跡するため、土壌水分吸引圧の自動測定システムを構成した。システムの特徴は、各要素がすでに市販されている機器からなっていることと、スキャナーやデータロガーなど主要部分が水分センサーであるテンシオメータから離れた屋内に設置されていることである。このシステムで自動測定されるデータの精度と外乱について検討した結果は次のように要約される。

1) 主たる外乱は電気系統からくるものである。ランダムな変動はいわゆる電氣的な乱れであり、周期的変動は外気温変動に起因している。その程度は変動幅にして約20cmH₂O、標準偏差にして約5cmH₂Oである。

2) テンシオメータ周辺からくる外乱はわずかに偏りをもつが、それが発信器や測定期間によって変動することはない。

3) 外乱の大部分は外乱測定用テンシオメータを同時に設置・測定し、データから差し引くことにより相殺できるが、電源電圧の不安定さによる乱れはわずかながら依然として残る。

4) 外乱を相殺した後、最終的なデータの誤差の標準偏差は2cmH₂O程度である。

測定機器の精密化や増大化によって測定精度の向上を図ろうとする方法をハードな方法と言うとすると、ここで採用した外乱除去法、すなわち、プランクのテンシオメータを同時に設置・測定し、外乱をデータ処理で相殺除去する方法はソフトな対処法と言える。ハードな方法では、機器設置以前に予期できなかった外乱に対してほとんど無力であるが、ここでのソフトな方法は、そのような外乱に対してもある程度対処できるのが最大の利点である。また費用面でも、ソフトな方法はハードな方法より優れている。

通常、テンシオメータ法では冬期の土壤凍結時期には水分測定が不可能になる。このシステムでは機器の地上部とテンシオメータの地下10cmまでを加熱することによって、気温-13℃までの凍結時期でも測定可能となった。加熱による周辺地温への影響範囲は、テンシオメータから半径10～20cmの上層部の土壤のみで、ごくわずかであった。

記号説明

アルファベット

a : 式(2.3.1)に含まれる定係数, $\text{cmH}_2\text{O}/\text{mV}$

b : 式(2.3.1)に含まれる定係数, cmH_2O

d : ポーラスカップからの水平距離, cm

h_i : $N0.i$ のテンシオメータが設置されている土壤の水分吸引圧,
 cmH_2O

H_0 : 外乱測定用テンシオメータのビン中の水面から発信器までの高さ, cm

L_i : $N0.i$ のテンシオメータの地表面から発信器までの高さ, cm

p : 測定圧力, cmH_2O

p_i : N0.iのテンシオメータによる測定圧力, cmH₂O

t : 時刻

V : 計測電圧, mV

z : ポーラスカップの埋設深度, cm

z_i : N0.iのテンシオメータのポーラスカップの埋設深度, cm

ギリシャ文字

α_i : N0.iのテンシオメータの電気系統による乱れ, cmH₂O

β_i : N0.iのテンシオメータのポーラスカップから発信器までの間で
生じる乱れ, cmH₂O

Δp_i : N0.iのテンシオメータの測定圧力から外乱測定用テンシオメー
タの測定圧力を引いた圧力, cmH₂O

ϕ_1 : 線形回帰係数

ϕ_2 : 線形回帰係数

参考文献

- 1) Bottcher, A.B. and L.W. Miller (1982) : Automatic tensiometer scanner for rapid measurements. ASAE, 46, 1338-1342.
- 2) Fellner-Feldegg, H. (1969) : The measurement of dielectrics in the time domain. J. Phys. Chem., 73, 616-623.
- 3) Kirkham, D. and R.J. Kunze (1962) : Isotopes methods and uses in soil physics research. Adv. Agron., 14, 321-358.
- 4) Long, F.L. and M.G. Huck (1980) : An automated system for measuring soil water potential gradients in a rhizotron soil profile. Soil Sci., 129, 305-309.

- 5) 中谷宇吉郎・菅谷重二 (1949) : 凍上の機構について, IV. 第四年度現場調査, 低温化学, 2, 47-63.
- 6) Schlub, R.L. and J.W. Maine (1979) : Portable recorder for the continuous monitoring of soil moisture resistance blocks. J. Agr. Eng. Res., 24, 319-323.
- 7) Schmugge, T.J., T.J. Jackson and H.L. McKim (1980) : Survey of methods for soil moisture determination. Water Resour. Res., 16, 961-979.
- 8) Stein, J. and D.L. Kane (1983) : Monitoring the unfrozen water content of soil and snow using time domain reflectometry. Water Resour. Res., 19, 1573-1584.
- 9) Thony, J.-L. and G. Vachaud (1980) : Automatic measurement of soil-water pressure using a capacitance manometer. J. Hydrol., 46, 189-196.
- 10) Williams, T.H.L. (1978) : An automatic scanning and recording tensiometer system. J. Hydrol., 39, 175-183.
- 11) Williams, T.H.L. (1980) : An automatic electrical resistance soil-moisture measuring system. J. Hydrol., 46, 385-390.
- 12) 山口武則・久保井徹・服部浩之・広木幹也・藤井國博・小林峰雄・矢崎仁也 (1983) : 下水汚泥連用淡色ボク土における植物の生育 ―は場試験―. 国立公害研究所研究報告第46号, 147-174.

第3章 土壤水分変化のシミュレーション

3. 1 緒言

土壤水分の動態を定量的に把握することは単に水収支を明らかにするにとどまらず、水を媒体として土壤中を移動する種々の物質の挙動を解明するうえで不可欠である。とくに、土壤による廃水処理など積極的な土壤利用が期待されている今日、定量的把握の意義は大きい。

土壤水分の挙動をモデルシミュレーションによって解析した論文は従来からもみられるが、その多くは実験室レベルのものである。実際のフィールドデータに基づいた研究としては Beese et al. (1977)、Cameron (1979) などあるがまだまだ少なく、モデルの実用性が十分検証されているとはいえない。その主たる原因は、不均一なフィールドにおける現象の不確定さや複雑さに加え、野外における土壤水分の長期間測定の困難さによるものと思われる。

本章では、比較的簡易な数学モデルを構築し、実測データをもとには場における土壤水分分布のシミュレーションを試みる。さらにこのモデルに基づいて浸透水量に対する土壤の性質と降雨強度の影響を検討する。ここで使用する土壤水分実測データの測定方法と機器システムについては、データの精度の検討とともに第2章にて詳細に記している。

3. 2 試験地の概要

実測を行ったフィールドは国立公害研究所別荘地畑地ほ場（茨城県筑波郡

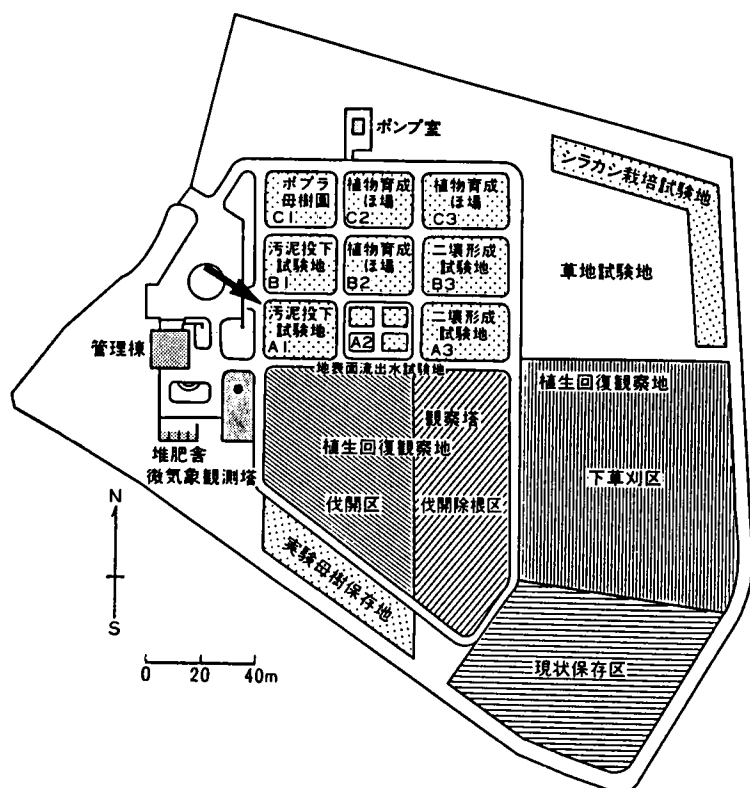


図 3.1 国立公害研究所別団地ほ場（山口・藤沼，1984）
矢印は本研究を行った区域を示す。

谷田部町八幡台3)で、図3.1と写真3.1はその現況図である。本施設は、南方向に流れる谷田部川と小野川に由来する沖積地にはさまれた、南北に長い帯状の筑波台地にある。

このほ場の土壌は黒ボク土（土壌群）～淡色黒ボク土（土壌統群）～丸山統（土壌統）に分類される（松坂・山本，未発表）が、昭和52年のほ場造成時に一部攪乱されている。黒ボク土は洪積世に堆積（ここでは風積）した火山灰が風化し、草原から供給された腐植が集積してできた土壌であり（山根ら，1978）、日本の畑・樹園地の46%、全農耕地の27%を占める代表的な土壌である（日本土壌肥料学会，1983）。

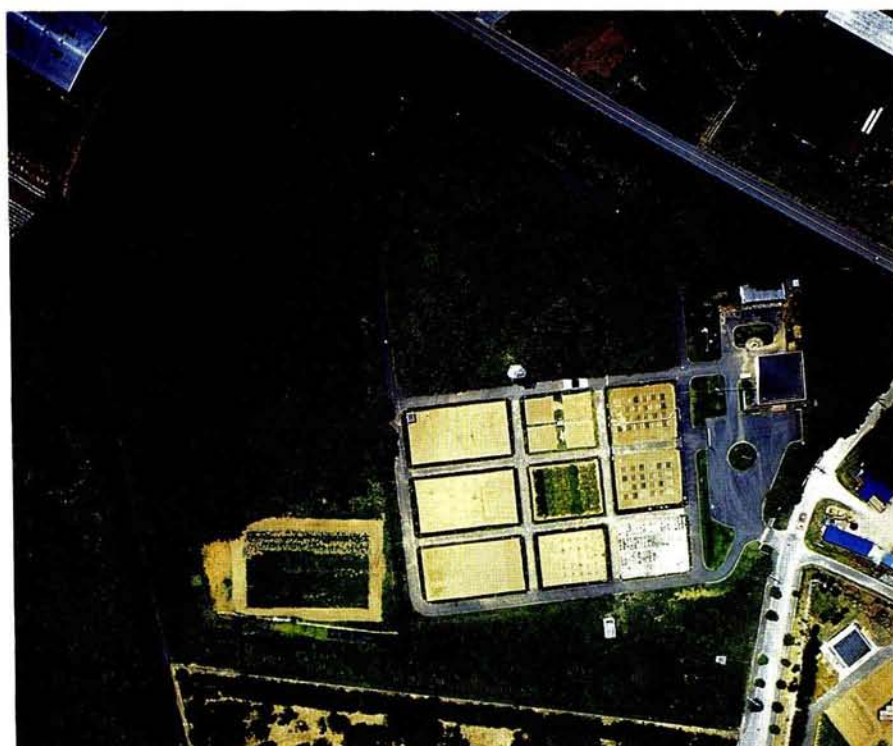


写真 3.1 国立公害研究所別団地試験ほ場

図3.2 に当該ほ場の土壌断面を示す。地表から1.8 mまでは関東ローム層（約1 mまでがA層、それ以下がB層）であり、2.2 m以下に凝灰質粘土層がある。昭和60年2月の調査時の地下水位は5.7 mと低かった。地表面はほぼ平坦であり、また試験区画には表面流去防止用の枠が設置されているので表面流出はなく、雨水は鉛直方向のみに浸透すると考えられる。しかし、粘土層の傾斜からみて、浸透した水の多くは2.2 m層で西方向に流れている可能性がある。

標尺 m	標高 m	深度 m	層厚 m	柱状図	色調	土性	地下水位 m
1	-21.7	1.3	1.3		暗茶褐 暗黄褐 暗黄褐	ローム	5.7 ▼ =
2	-21.2	1.8	0.5		暗黄褐	ローム 細中砂	
	-20.8	2.2	0.4		暗灰褐		
3					暗黄褐乳灰 黄褐白灰	凝灰質粘土	
4	-19.0	4.0	1.8		白黄褐		
5					乳褐白灰 暗褐白灰	(凝灰質) シルト質粘土	
6			2.5		褐乳白灰 暗褐乳灰		
7	-16.5	6.5	0.8		黒灰	シルト	
	-15.7	7.3	0.3		暗緑褐灰	粘土質シルト	
8	-15.4	7.6	0.5		暗茶	腐植土	
9	-14.9	8.1			暗乳黄灰 暗褐灰		
10			2.4		暗黄褐灰 暗乳褐灰	細砂	
11	-12.5	10.5					

層位	土性	孔げき*
現耕うん層		
旧作土層	砂壤土 (SL)	有り
下層土	砂壤土 (SL)	有り or 無し

図 3.2 試験ほ場の断面構造
地表から1 mまでの地質は非固結火成岩 (火山灰) であり、母材及び堆積様式は火山灰風積地。
地形は火山性洪積台地。

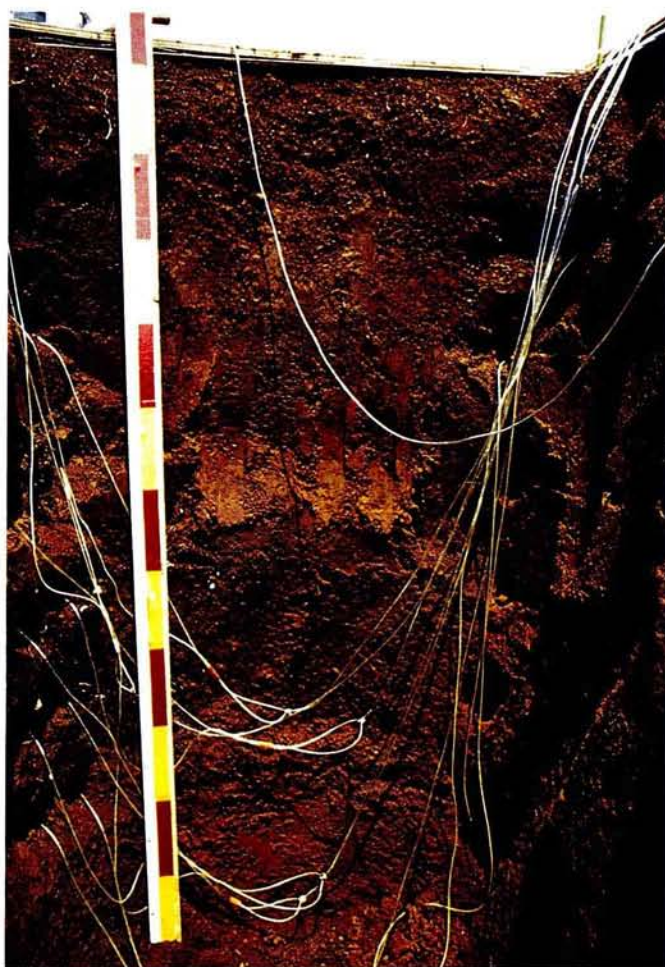


写真 3.2 試験は場の土壌断面
作土層がその下の層とは違って見える。

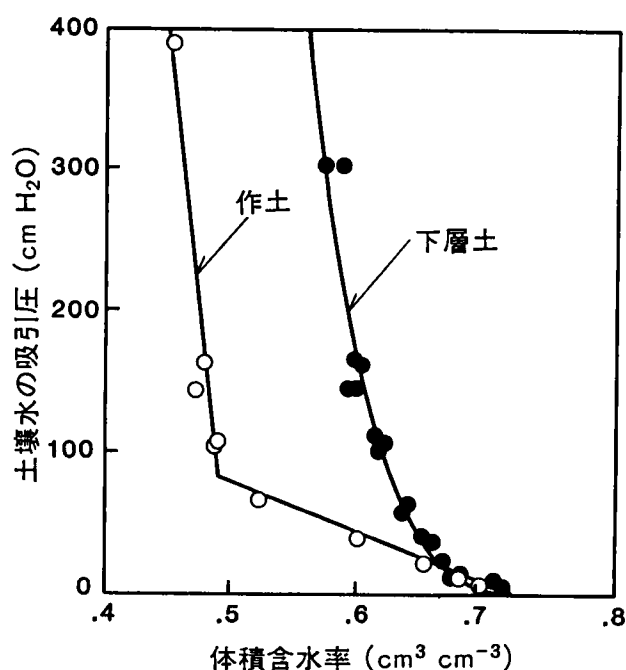


図 3.3 作土及び下層土の土壤水分特性曲線
但し、作土は5-10cm層、下層土は45-50cm層及び90-95cm層から採土。

写真3.2 にもあるように、土壤の表層20cmは団粒が形成されており、それ以下とは異なっている。そのため、植物根のほとんどは20cm層までに分布する。土壤の水分特性曲線（図3.3）、元素吸着特性（図4.1）及びpH、炭素・窒素含量（表3.1）も20cmまでの層とそれ以下の層とでは違っている。その他の物理・化学・生物的性質については文献（大坪・村岡，1986；服部・藤井，1984；向井・服部，1984；広木ら，1983）に詳しい。また、試験は場全般の詳細については山口・藤沼（1984，1985，1986）による資料集を参照されたい。

表 3.1 土壌の性質

深さ	0～10cm (作土)		40～50cm (下層土)
	汚泥施用 無し	有り*	無し
Sand (%)	75.7	78.3	87.1
Silt (%)	18.8	14.1	6.4
Clay (%)	5.5	7.6	6.4
間隙率	0.75	0.73	0.72
容積比重	0.69	0.74	0.70
pH (H ₂ O)	6.6	7.6	6.3
CEC (me/100g)	22.6	24.4	21.7
T-C (%)	1.86	2.49	1.54
T-N (%)	0.16	0.23	0.13
T-P (%)	0.09	—	—

* 5 回施用後 (昭和59年 2 月)

土壌水分自動測定システムを設置したのは、A-1 (図3.1 参照) のは場で約 5 アールの広さを持つ。A-1 では表層 20cm は作土層であり昭和 54 年以降は耕うんしている。ここで使用するデータは A-1 のなかでも植栽のない裸地区のものであり、土壌水分の挙動を追跡するシミュレーション対象領域は地表から 1 m の A 層とした。なお、このは場では昭和 54 年以来、下水汚泥の施用試験が行われている (山口ら, 1983)。

3. 3 シミュレーションモデル

3. 3. 1 土壌水分特性曲線

土壌水分は固体部分から受ける種々の吸引力と、気液の境界面に生ずる毛管力によって保持されているが、この保持力は形状や粒径の分布など土壌の物理化学的性質によって異なり一様ではない。吸引力に拘束されている土壌

中の水はバルクの自由水に比べて可動性が低下している。この可動性の指標となるのが土壌水の自由エネルギーで、その高低を含水率の関数として表わすのが土壌水分特性曲線である。土壌中の吸引圧分布は水の移動速度や移動方向さらには植物根による水分吸収を評価するのに用いられる。

対象は場の土壌水分特性曲線を吸引法と遠心法（寺沢，1980）により作成したのが図3.3である。表層20cmの作土とそれ以下の下層土とでは土壌水分特性曲線が大きく異なることがわかる。下層土の吸引圧は含水率の減少とともになめらかに上昇するが、作土の吸引圧は体積含水率0.5あたりから急激に上昇するのが特徴である。また、同一の含水率で比較すると、飽和近傍のごく一部の高水分域を除けば、全般にわたって下層土の方が作土より高い吸引圧を示す。なお、作土及び下層土の飽和含水率はそれぞれ0.729と0.716であった。

吸引水頭 h を含水率 W の関数として数式でモデル化する研究には、Brooks and Corey（1966）、Haverkamp et al.（1977）、van Genuchten（1980）などがある。しかし、ここでは実測データの分布を参考にしながら、なるべく簡単な関数形でかつ飽和含水率のとき吸引水頭がゼロとなるように決定した。すなわち、作土に対しては次項の水収支モデルの数値解が安定し易いように線形（折れ線）関数、

$$h = \begin{cases} 7.80 \times 10^3 (0.490 - W) + 83.41, & W \leq 0.490 \\ 3.49 \times 10^2 (0.729 - W), & W > 0.490 \end{cases} \quad (3.3.1)$$

で表現した。下層土に対しては、線形近似では不自然さが生じるため次の冪乗関数で表現した。

$$h = 6.17 \times 10^4 (0.716 - W)^{-2.74} \quad (3.3.2)$$

式(3.3.1)及び式(3.3.2)は図3.3 に実線で示した。各係数は最小二乗誤差の基準で選定しており、推定値とデータの相関係数は作土で0.959、下層土で0.934であった。

通常、土壌が湿潤と乾燥を繰返す場合、土壌水分特性曲線は履歴現象を呈し一意に定められないことが多い。しかし、未だこの現象を実際のフィールドで取扱えるモデルが開発されていないこと、ほ場における土壌水分の変化は極表層部を除くとそれほど大きくはなく履歴現象の影響は少ないと予想されること、などの理由から、ここでは一応この履歴現象を考慮しない。なお履歴現象の影響については、本章の付録において若干の考察を加える。

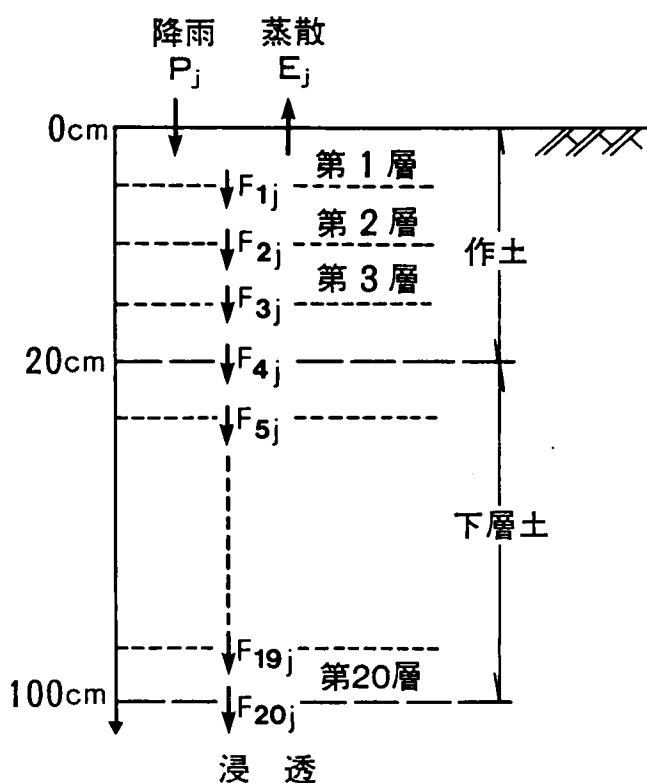


図 3.4 土壌水分流の模式図

3. 3. 2 水収支モデル（流動モデル）

土壌水分の変化は場所的・時間的に連続であるため、その水収支式は厳密には時間（ t ）と場所（ x, y, z ）に関する偏微分方程式（例えば、Bear et al., 1968）で表現される。しかし、解析の目的や適用するデータの精度によっては、扱易い離散的な表現で十分近似できる場合が多い（Duffy et al., 1975）。また、たとえ現象を厳密に微分方程式で表現しても、解析解が存在しない場合や必要な情報が入手できない場合は、方程式を解く段階で何等かの近似が要求される。ここでは、精度的には劣るものの、フィールドに関する情報が比較的少なくすみ、計算過程も容易な離散モデルを採用する。

図3.4 は土壌中に想定した各層を通過する水の流れを模式的に示したものである。各層内で含水率が均一であると仮定すると、第1層における水収支モデルは次のように記述できる。

$$W_{1,j+1} = (P_j - E_j - F_{1j} - S_{1j}) \Delta t / L_1 + W_{1j} \quad (3.3.3)$$

また、第2層以下の第 i 層においては、

$$W_{i,j+1} = (F_{i-1,j} - F_{ij} - S_{ij}) \Delta t / L_i + W_{ij}; i=2,3,\dots,n \quad (3.3.4)$$

となる。ここに、

W_{ij} : 時刻 j における層 i の体積含水率 (cm^3/cm^3)

F_{ij} : 時刻 j における層 i から層 $i+1$ への浸透流束 (cm/day)

S_{ij} : 時刻 j における層 i での消滅速度 (cm/day)

P_j : 時刻 j における降雨強度 (cm/day)

E_j : 時刻 j における蒸散強度 (cm/day)

L_i : 層 i の厚さ (cm)

Δt : 時間間隔 (day)

消滅項 S_{ij} は主に植物根による吸収であるが、本章のシミュレーションの対象とした区画は植栽のない裸地であるため $S_{ij} = 0$ とした。時間間隔 Δt と層の厚さ L_i をどの程度にするかは、土壌・地層をどの程度の範囲まで均一とみなせるか、サンプルデータがどの程度の空間的・時間的範囲の値を代表しているかによる。これに関する確固たる知見はないが、土壌水分データの基となる土壌水分吸引圧を測定するテンシオメータのセンサー部が約 5 cm あることから、 L_i は 5 cm 以上が好ましいと思われる。

一方、 Δt と L_i を数値解法の面から考えると、数値解の精度、安定性、さらには計算労力に関わる問題である。 Δt を小さくすれば、数値解の精度はある程度までは良くなり安定性を増すが、計算量が膨大になるうえ、いわゆる丸め誤差が無視できなくなる。一方、 L_i を小さくすることは、解の精度を向上させることになるが、計算量を増加させるうえ、解の安定条件が厳しくなり解が発散し易くなる。ここでは、試行錯誤の結果、 Δt を 1 分とした。また、 L_i は一律 5 cm とし、以降では添字を略して L と記した。なお、対象とした土壌は表層 1 m であるから全層数 n は 20 となる。

浸透流束 F_{ij} を記述するモデルとしては、従来より多く用いられているダルシー則（例えば、服部，1980）を適用する。

$$F_{ij} = -K_i (H_{i+1,j} - H_{i,j}) / L \quad (3.3.5)$$

ここに、

H_{ij} : 時刻 j における層 i の全水頭 (cm)

K_i : 層 i と層 $i+1$ との境界における透水係数 (cm/day)

この式はもともと管または水路を流れる水を支配する法則として導かれたも

のであり、多孔質の物質内を水不飽和状態で流れる土壌浸透に適用するのは拡張利用である。浸透水中の溶質濃度が希薄な場合、全水頭は位置水頭から吸引水頭を減じたものに等しい。よって、時刻 j における層 i の吸引水頭を h_{ij} (cm) とすると、式 (3.3.5) は次の式 (3.3.6) となる。

$$F_{ij} = K_i (h_{i+1,j} - h_{ij} + L) / L \quad (3.3.6)$$

式 (3.3.5) や式 (3.3.6) からわかるように、透水係数の逆数は一種の抵抗係数である。そこで層 i と層 $i+1$ との境界における透水係数 K_i としては、層 i の透水係数 k_i と層 $i+1$ の透水係数 k_{i+1} との調和平均を用いる。すなわち、

$$K_i = 2 k_i k_{i+1} / (k_i + k_{i+1}) \quad (3.3.7)$$

吸引水頭 h_{ij} は式 (3.3.1) と式 (3.3.2) により推定可能である。しかし、不飽和透水係数 k_i はフィールド条件下での測定が容易ではないため、対象は場においても測定していない。そこで Campbell (1974) や服部 (1978) の提案に従って不飽和透水係数と含水率の関係を次のように仮定する。

$$k_i = a (W_{ij})^b \quad (3.3.8)$$

式中のパラメータ a と b は作土と下層土に対してそれぞれ決定されるものであり、ここでは含水率の時系列変化から最小二乗法により逆に推定する。

3. 3. 3 蒸散モデル

式 (3.3.3) に含まれる降雨強度の P_j は容易に実測可能であるが、蒸散強度の E_j を直接実測することは困難であり、他の観測容易な気象データから推定するのが一般的手法である。一般の気象データから蒸散量を推定する式

としては、Penman (1948)、Monteith (1965) の半理論式や、Thornthwaite (1948) の経験式など数多く提案されている (Kos, 1982)。しかし、どれも気候等の地域特性によって左右されるパラメータを含んでおり、それらの数値をそのまま他の地域に適用するのは危険である。

古藤田 (1980) はライシメータ実験から次の経験式を導いている。

$$E = 0.812 (R_n / L_w) + 0.0262 \quad (3.3.9)$$

ここでは、 E は草地での蒸散量 (cm/day)、 L_w は水の蒸発潜熱 (約 580 cal/g)、 R_n は純放射量 (cal/cm²/day) である。さらに、古藤田 (1980) は純放射量 R_n が全日射量 R と次の関係にあったと報告している。

$$R_n = 0.78 R - 79.68 \quad (3.3.10)$$

古藤田の式は必要とするデータが全日射量のみで簡単であることと、実験がここで対象としている試験ほ場と同じ筑波研究学園都市地区で行われていることから、式 (3.3.3) に含まれている E_s を推定する式として適当と思われる。なお、式 (3.3.9) は草地に対するものであり、ここでは対象区が裸地のため 1.38 倍の補正 (Penman, 1948) を行う。この結果、式 (3.3.9) 及び式 (3.3.10) より蒸散量推定式として次式を得る。

$$E = 1.51 \times 10^{-3} R - 1.18 \times 10^{-1} \quad (3.3.11)$$

3. 4 シミュレーション結果及び考察

3. 4. 1 平衡含水率分布

降雨強度 P_j 、蒸散強度 E_j をゼロまたは一定の状態に長時間維持すると、各層の含水率 W_{ij} もやがては変化がなくなり一定値に停まる。ここでいう平

平衡含水率分布とは、このように全ての値に時間的变化がなくなり、一定になったときの土壤含水率分布をいう。この分布を知ることによって、1) 水がどの層位の土壤に滞留し易いかという、土壤の保水能力がより明確になるうえ、2) 限られたサンプルデータから土壤全体の含水率分布を推定する手がかりになる。

平衡状態の分布を求めるには式(3.3.3) から式(3.3.8) までの一連の式に次式を代入すればよい。

$$P_j = P ; \quad j=1,2,\dots \quad (3.4.1)$$

$$E_j = E ; \quad j=1,2,\dots \quad (3.4.2)$$

$$W_{ij} = W_i ; \quad i=1,2,\dots,n ; \quad j=1,2,\dots \quad (3.4.3)$$

$$h_{ij} = h_i ; \quad i=1,2,\dots,n ; \quad j=1,2,\dots \quad (3.4.4)$$

ただし、 P 、 E 、 W_i はそれぞれ平衡状態の降雨強度、蒸散強度、含水率分布である。その結果は、

$$K_i (h_{i+1} - h_i + L) / L = P - E ; \quad i=1,2,\dots,n-1 \quad (3.4.5)$$

となる。特に、降雨強度と蒸散強度が等しいかまたは共にゼロの場合は、

$$h_{i+1} = h_i - L \quad \text{or} \quad h_{i+1} = h_i ; \quad i=1,2,\dots,n-1 \quad (3.4.6)$$

となる。これはどの層の土壤水分も同一の全水頭（エネルギー・ポテンシャル）を持つような分布である。式中の h_i 及び K_i は式(3.3.1)、(3.3.2)、(3.3.7)、(3.3.8)に示したように含水率分布 W_i の関数である。式(3.4.5)を W_i について解くには、式(3.3.8) に含まれる透水係数に関わるパラメータ a 、 b 及び境界条件を必要とする。

a 、 b の値は次節で推定されたものを用いた。境界条件としては、地下滲

水面において含水率を飽和含水率とするのが自然である。しかし、この場合の地下滞水面は5 m以深でここで対象としている表層1 mから遠く離れていること、地下滞水面から表層までの土壌の性質に関する正確なデータがないこと、などから、ここでは対象領域の最底部で水分変動の最も安定していると思われる1 m層の含水率 W_{20} で与えた。ただし、1 m層における実測データが欠如しているため、75cm層において計算値が実測データと一致するように $W_{20}=0.65$ とした。

降雨強度 $P=0$ の下で、蒸散強度 $E=0$ とした場合と $E=0.25\text{cm/day}$ とし

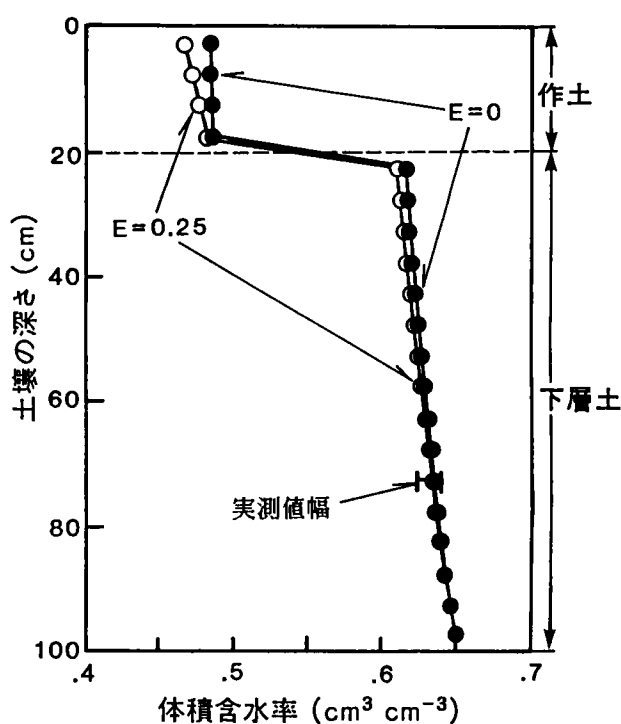


図 3.5 平衡含水率分布
但し、実測値幅とは表3.2 における各ケースの実測値の平均値が含まれる範囲。

た場合の平衡含水率を図3.5 に示す。図からもわかるように、作土と下層土では含水率に著しい差がみられ、作土では含水率が0.46～0.48であるのに対し、下層土では0.61～0.65となる。また、深さ方向の変化はほぼ直線的となる。蒸散の有無による影響は作土では大きい、下層土ではほとんど見られず、全体として影響は小さいと言える。

表3.2 は75cm層において実測した土壌水吸引圧を式(3.3.1)及び式(3.3.2)によって換算した含水率と計算による平衡含水率を比較したもので、境界値の根拠となったものである。実測値の変化幅については図3.5 にも示した。測定時期により多少ことなるが、実測値は安定しており、平衡値にも近いことから、採用した $W_{20}=0.65$ という境界条件は妥当と思われる。さらに、式(3.4.5)の形からみるに、境界値によって変化するのは含水率の絶対値のみで、全体の分布パターンには大差ないものと思われる。なお、これらの比較検討を土壌水の吸引圧でなく含水率で行っているのは、第5章以降の水質シミュレーションにおいて、いずれ水分量が必要となるためである。

表 3.2 75cm層における体積含水率

ケース	期 間	サンプル数	平均値	標準偏差
			— cm^3/cm^3 —	
1	昭和58年 8月15日～ 8月25日	457	0.641	0.007
2	9月 3日～ 9月10日	382	0.623	0.008
3	9月11日～ 9月20日	478	0.637	0.005
4	10月 1日～10月10日	478	0.635	0.004
4 ケースの平均値		1765	0.634	0.006
平衡値 (E = 0)		—	0.636	—
平衡値 (E = 0.25)		—	0.634	—

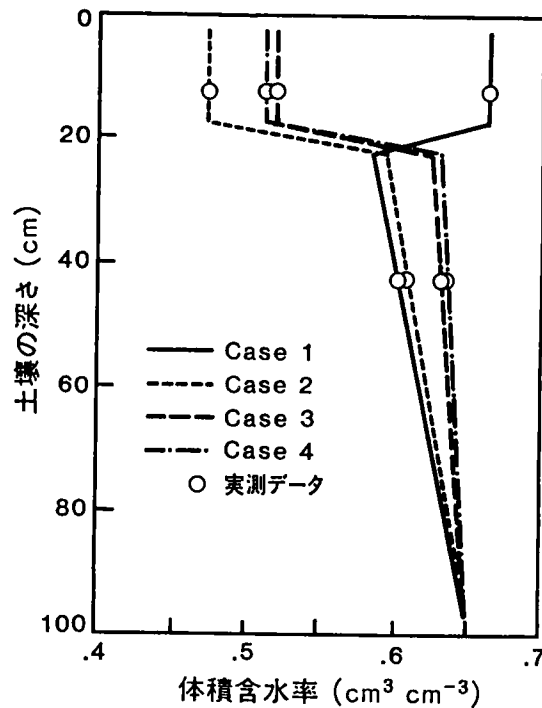


図 3.6 シミュレーションに用いた初期含水率分布

3. 4. 2 実測値との比較及び不飽和透水係数の推定

30分間隔で測定した降雨量及び日射量をもとに、表3.2 に示した四つのケースについて含水率変化のシミュレーションを試みた。計算の対象としたのは作土で比較的水分変化の大きい15cm層と、下層土に属し水分変化の小さい45cm層とした。

一連のモデル式を解くには境界値と初期値が必要である。境界値としては前節と同様1 m層において含水率を0.65とし、初期値としては、前節で求めた平衡含水率パターンと実測データをもとに図3.6 のように定めた。また、式(3.3.8) の不飽和透水係数に関するパラメータ a 、 b の決定は、計算値と

実測値の差の二乗和を最小化する、いわゆる最小二乗法によった。さらに、実際の a 、 b の探索には非線形最適化手法のシンプレックス法 (Box et al, 1969) を用いた。

シミュレーションによる計算値と実測含水率の適合度は、パラメータ a 、 b の最適値とともに表3.3 に一括して示した。表上段は各ケースごとに最適パラメータを求めシミュレーションした結果であり、下段は四つのケースを一セットのパラメータでシミュレーションした結果である。

当然のことながら誤差の標準偏差は上段の方が小さくなる。各ケースごとに推定したパラメータの値は、四つのケースを一括したときの値とかなり異

表 3.3 不飽和透水係数の最適パラメータ a 、 b 及びシミュレーション結果の適合度

ケース	作土		下層土		誤差の 標準偏差 (cm^3/cm^3)	相関係数	
	$a^{1)}$	$b^{2)}$	a	b		15cm層	45cm層
1	762.5 ³⁾	14.7	126.9	9.1	0.0098	0.988	0.812
	552.9 ⁴⁾	12.9	694.7	14.1	0.0126	0.973	0.866
2	429.1	11.3	321.4	16.2	0.0129	0.974	0.935
	* ⁵⁾	*	*	*	0.0172	0.957	0.942
3	351.1	11.8	33.6	9.8	0.0118	0.931	0.824
	*	*	*	*	0.0137	0.921	0.824
4	1835.3	14.7	69.5	5.1	0.0098	0.974	0.788
	*	*	*	*	0.0110	0.963	0.787

^{1), 2)} 本文中の式(3.3.8)に含まれるパラメータ

³⁾ 上段は各ケースごとにパラメータを推定した場合

⁴⁾ 下段は全ケース一括してパラメータを推定した場合

* ケース1の下段の値と同じ

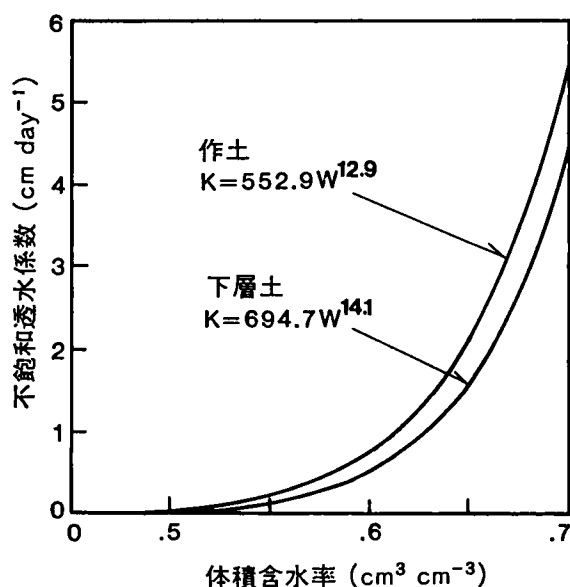


図 3.7 作土及び下層土の推定不飽和透水係数

なり、かつケースごとのばらつきが大きい。しかし、実測値との適合度においては、ケースごとの推定と一括推定の両者に大差はない。すなわち、誤差の標準偏差で多少差があるがその絶対値は小さく、相関係数ではほとんど変わらない。このことは、表下段の値を本土壌のパラメータ値として採用しても実用上問題となるような誤差は生じないことと、パラメータ a 、 b さらには不飽和透水係数 K の含水率変化パターンに与える影響が比較的小さく、感度が鈍いことを示している。

図3.7 は推定不飽和透水係数であり、作土と下層土ではあまり差のないことがわかる。特に含水率の高い領域では、両者の透水係数がともに増大するにもかかわらず、その差は一定で、相対的にはむしろ差が縮まる。このことから、モデルの適用目的や必要とする結果の精度によっては作土と下層土に

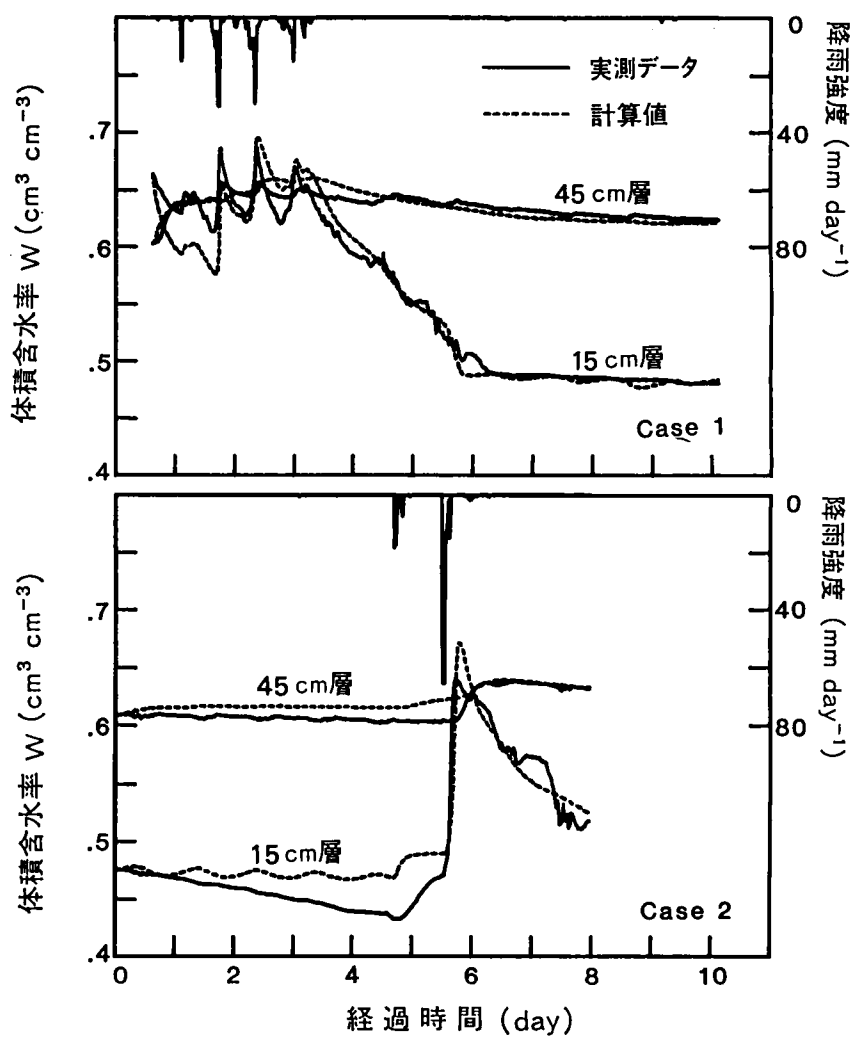


図 3.8a シミュレーションと実測値の比較（ケース1とケース2）
 但し、含水率と降雨強度の実測は30分間隔で行れた。因みに、
 降雨強度10cm/dayは4.17mm/hrに相当する。

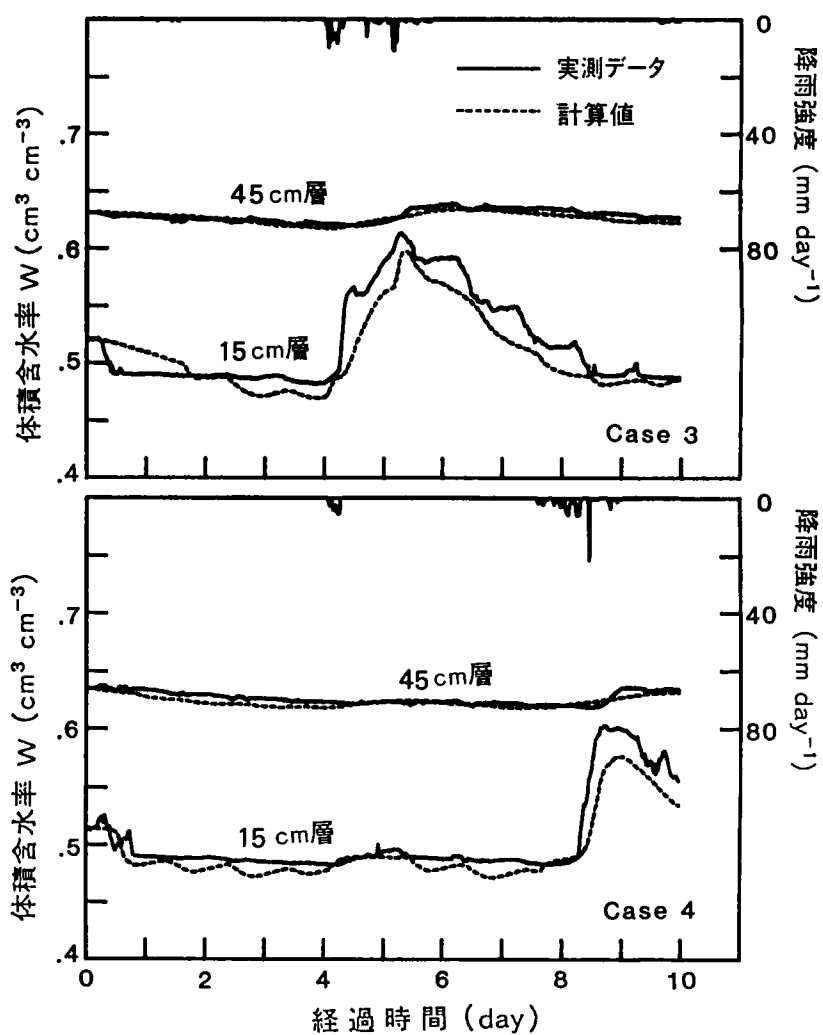


図 3.8b シミュレーションと実測値の比較（ケース 3 とケース 4）
 但し、含水率と降雨強度の実測は30分間隔で行れた。因みに、
 降雨強度10cm/dayは4.17mm/hrに相当する。

対して同一の透水係数を仮定し、モデルを簡略化することもできよう。

図3.8aと図3.8bは四つのケースの実測パターンとシミュレーションによって得られたパターンを比較したものである。ケース1は測定以前からかなりの降雨があり、15cm層の含水率が初期から45cm層のものより上回っている。ケース2は前半かなり乾燥した状態が続いたのち、突然強い雨が短期に降った場合であり、ケース3とケース4は比較的穏やかな雨が2日程度続いたものである。

どの状態においても、45cm層では実測値よりシミュレーション値の方がなだらかに変化する。また、15cm層で含水率が0.50以下になると昼夜で周期的な波状パターンがシミュレーション値に現れる。これは日射量変化による蒸散の影響が直接でたもので、土壌がある程度以上乾燥すると日射量に関係なく、蒸散が抑制される機構がモデルに組込まれていないためであろう。ケース1やケース3のように、シミュレーション値が実測値と初期に大きくずれるのは、初期値の推定誤差によるものと思われ、今後改善すべき課題であろう。

細かい問題はまだ残されているがシミュレーション全体としては実測値とよく一致していることから、モデルが妥当であり、実用上十分な精度で土壌中の含水率変化を予測するのに役立つと思われる。

3. 4. 3 水収支

計算する期間の長さ与时期によって水収支は異なる。例えば、十分に長い期間（年オーダ）の収支を考えるなら土壌での蓄積など無視でき、どのような土壌においても「通過水量＝降雨水量－蒸散水量」という関係になるであろう。ここでは、土壌水分分布が変化し蓄積効果のでる10日間の水収支を試算する。ただし、ケース2に関しては実測データが欠如しているため7日間

表 3.4 各ケースの水収支

ケース	降雨水量	蒸散水量	通過水量*	蓄積水量*	初期水量*	置換率
	cm					
1	6.18 (100%)	2.03 (32.8%)	6.78 (109.3%)	-2.60 (-42.1%)	62.68	0.108
2	3.71 (100%)	2.52 (67.8%)	-0.86 (-23.1%)	2.05 (55.3%)	59.28	-0.014
3	3.05 (100%)	2.11 (69.1%)	2.12 (69.7%)	-1.18 (-38.9%)	61.41	0.035
4	2.79 (100%)	2.58 (92.2%)	0.22 (8.0%)	-0.01 (-0.3%)	61.48	0.004

* 1 m の土層に対する値

とした。これらは言わば過渡的な水収支であり、通過水量が多いということは速やかに水が下方に移動したことを示す。

前項の各ケースに対する、シミュレーションに基づく水収支を表3.4 に示した。ここでいう通過水量とは F_{20} (1 m 層) のことであり、負の数値は地表方向への水流量を意味する。初期水量は測定開始時に表層 1 m 土壌に含まれていた全水量で、蓄積水量は測定期間におけるその変化量をあらわす。表の最右列の置換率は通過量を初期水量で除したもので、土壌水がどの程度雨水で置換されたかを示す。

ケース 1 のように強度の雨が長期に続くとかなりの水量が通過するが、ケース 2 のように短期の場合は表層の土壌にほとんど蓄積され通過しない。また、ケース 3 やケース 4 のように穏やかな雨のときは、蒸散量が水収支に大きくきいており、通過量をも支配している。しかし、いずれのケースも降雨

量に比べて初期水量が大きく、置換率は最大でケース1の約10%、他は数%以下と小さい。一度汚染した土壌水や地下水が、雨水によって洗浄されるには長い時間を必要とすることがわかる。前述のように表の数値は収支期間のとりかたによって変化するが、1週間から10日程度の水収支であるならオーダー的な変化はないものと推測される。

3. 4. 4 通過水量に対する不飽和透水係数及び土壌水吸引圧の影響

これまでのシミュレーションにおいて、土壌の性質として関与しているのは式(3.3.8)の不飽和透水係数と、式(3.3.1)、(3.3.2)の土壌水分特性曲線の二つのみである。これらの性質は土壌のコアー・サンプルによって実測するか、または何等かの方法で推定するのであるが、いずれにしても誤差が含まれることは不可避である。また、モデルを他の地域に適用するに際しても大きく変化するのがこの土壌の性質である。ここでは地下水への影響と最も関わりあると思われる通過水量を指標として、土壌の性質が変化した時の影響を試算した。なお、各シミュレーションの初期含水率は、前項までと同様に実測データを基にした図3.6を採用した。

図3.9は推定された不飽和透水係数が0.5~1.5倍に変化した時の通過水量の変化を示す。すなわち、

$$k^* = \alpha k \quad (3.4.7)$$

とし、推定値 k にかえて k^* を用いてシミュレーションした結果である。どのケースも透水係数が大きくなるに従って通過水量も増大するが、増大幅はもともと通過水量の少ないケースほど大きい。また、ケース1やケース3のように通過水量が多い場合は、 $\alpha = 1$ 以上の領域で通過水量はほとんど変化しない。この傾向は α が1.5を越えても同じであろう。 α を0.5から1.5ま

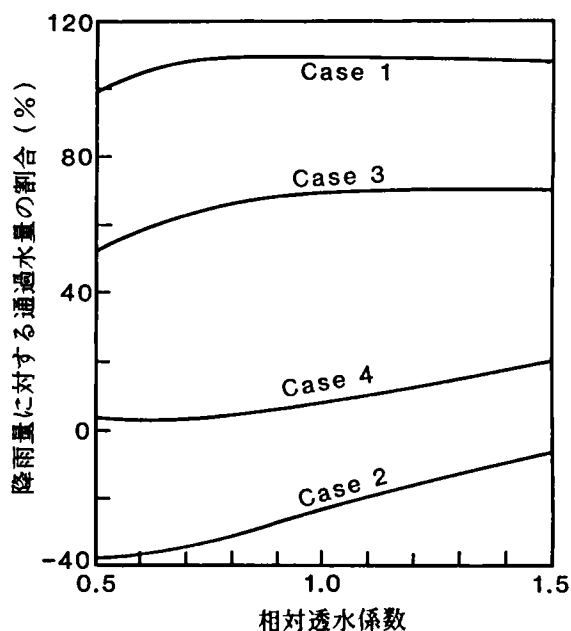


図 3.9 通過水量に対する不飽和透水係数の影響

で変化させた時、通過水量の最大増大幅はケース 2 の 30% で、最小はケース 1 の 8% であり、変化幅は比較的小さい。これは、前節でみられた不飽和透水係数は含水率変化パターンにあまり影響しない、という結果とも一致している。

土壌水吸引圧についても同様に、スケールファクター β を以下のように導入した。

$$h^* = \beta h \quad (3.4.8)$$

β を 0.5 から 1.5 まで変化させた時の結果が図 3.10 である。吸引圧の増大に伴い通過水量は減少するが、不飽和透水係数の場合と異なり、もともと通過

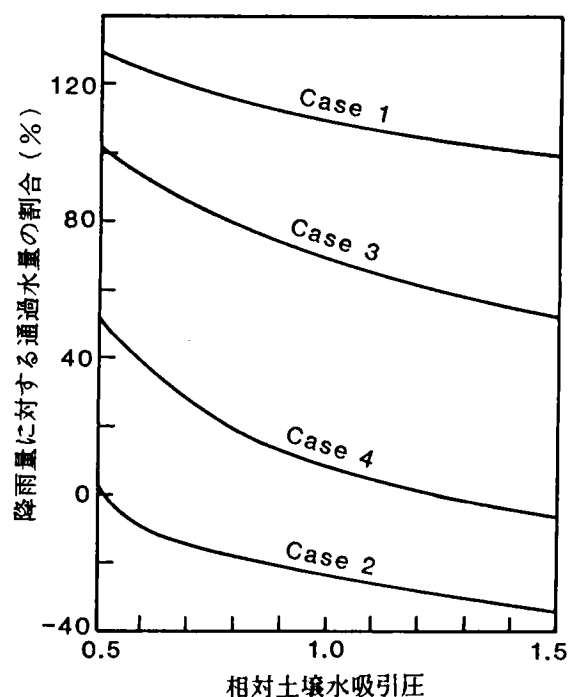


図 3.10 通過水量に対する土壌水分特性曲線の影響

水量の多いケース 1 や通過水量の少ないケース 2 では減少幅が小さく、中間のケース 3 やケース 4 で減少幅が大きくなる。図から推測するに、 β の変化幅を拡大するとこの傾向はますます著しくなると思われる。ここでの β の変化幅に対する通過水量の減少幅の最大はケース 4 の 60%、最小はケース 1 の 30%である。

土壌の性質である不飽和透水係数と土壌水分特性曲線は完全に独立な性質ではないが、以上の結果から、本試験は場における通過水量に対する影響としては、不飽和透水係数の変化より土壌水吸引圧の変化の方が大きいと言える。ここでの試算は、通過水量に対する不飽和透水係数および土壌水分特性

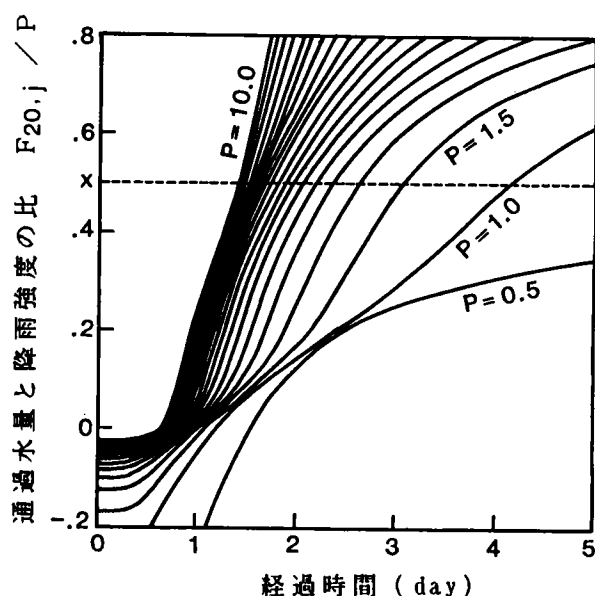


図 3.11 通過水量の経時変化

曲線の影響をみた一種の感度解析である。対象としたほ場と類似の土壌は関東平野に広く分布しており、結果はこれら類似土壌での現象を検討するうえで参考になる。

3. 4. 5 通過水量に対する降雨強度の影響

降雨強度によって通過水量は大きく変化するものと思われる。図3.11は降雨強度の変化とともに、地下1 m地点における通過水量が時間的にどのように変わるかを示している。ただし、縦軸には降雨強度と通過水量の比をとっている。また、シミュレーションの条件として、1) 降雨強度は時間的に変化せず一定、2) 蒸散強度も一定で0.25cm/day、3) 初期状態は図3.5にある蒸散ありの平衡含水率分布と仮定した。

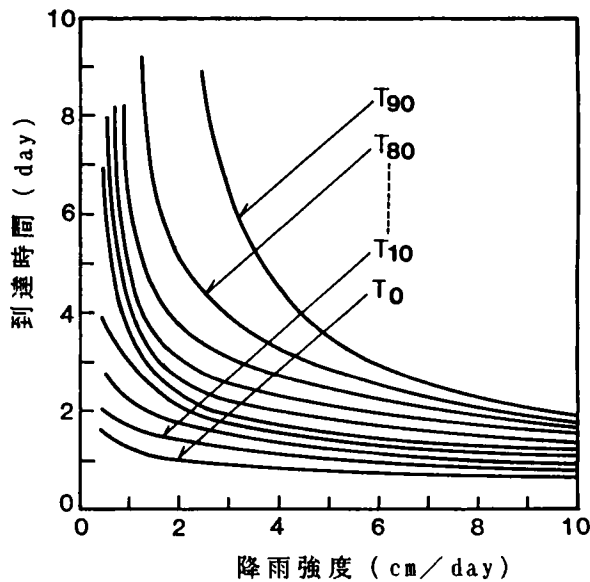


図 3.12 降雨強度と到達時間の関係

蒸散現象により、土壤水は初期には降雨強度に関係なく上方に移動する。その後、時間とともに降雨の影響が現われ出し、曲線は急激に立ち上がり水移動は下方へと変化する。P = 1.0 cm/dayの曲線において顕著にみられるように、立上がりの途中一度緩やかになり、再び急カーブになるのは土壤が作土と下層土の二層になっているためである。図中の破線は通過水量（流束）が降雨強度の x % となるところで、破線と各曲線の交わる間隔が右方へ行くほど長くなる。このことは、この点への到達時間が降雨強度の減少とともに急激に長くなることを示している。

図3.12は深さ 1 m 地点における通過水量（流束）が降雨強度の x % に到達するまでの時間 T_x を降雨強度の関数として示している。 T_0 は深さ 1 m 層での水移動が上方から下方に転換するまでに要す時間であり、その値は降雨

強度にあまり影響されず0.8~1.0日である。このことから、集中降雨時に地下水系や周辺河川にかかる衝撃的負荷に対する、土壌のもつ緩衝能力の大きさが推測できる。また図から、降雨強度の増加とともに到達時間は急激に減少するが、5cm/day を過ぎるとあまり変化しなくなることもわかる。

ここでは、降雨強度の影響を明確にするため、ステップ状の連続降雨を想定し、通過水量の時間変化を検討したが、より实际的である断続的または周期的降雨パターンや散水パターンに対しても、今後さらに検討する必要がある。

3. 5 要約

は場における土壌水分分布を予測するために、離散型の数学モデルを構築し、計算結果と実測値とを比較するとともに、1 m層を通過する水量に対する土壌の性質や降雨強度の影響をこのモデルによって検討した。その結果と得られた知見の概要は次のとおりである。

1) 初期値推定法や蒸散モデルの改良等の細かい問題は残っているが、計算結果は全体として実測値とよく一致しており、モデルは比較的簡易であるが実用上十分な精度を有している。

2) 試験は場における平衡含水率は、作土と下層土では著しい差がみられる。また、平衡含水率分布は蒸散の有無にあまり影響されない。

3) 作土と下層土の不飽和透水係数には大差なく、さらに含水率分布に対する不飽和透水係数の感度も鈍い。

4) 1 mの土層を通過する水量 (F_{20} : 通過水量) は降雨量や降雨強度とともに蒸散強度にも大きく影響される。

5) 通過水量に影響する土壌の性質としては不飽和透水係数よりも土壌水吸引圧の方が大きい。

6) 連続的な降雨を仮定したとき、深さ 1 m 層において水移動が上方から下方に変化するまでに要する時間は、降雨強度に関係なく 0.8~1.0 日であった。このことは集中降雨時に地下水系や河川にかかる衝撃的負荷を緩衝する能力の大きさを示す。

以上の結果や知見は、国立公害研究所の試験ほ場を対象にした試算から導かれたものであり、一般的結論とすることはできない。土壌は地域的特殊性が強く、今後、多くの異なった土壌についても検討していく必要がある。

付録：土壌水分の移動に及ぼす履歴現象の影響

A. 1 緒言

土壌水分の移動に関与する履歴（ヒステリシス）現象は、土壌水分特性曲線と不飽和透水係数の二ヶ所に存在する。しかし、不飽和透水係数における履歴現象は土壌水分特性曲線のそれに比べて程度が小さく無視できる場合が多い（加藤，1984）。ここでも土壌水分特性曲線の履歴現象のみを検討の対象とする。

土壌水分特性曲線に履歴現象の生じる機構とそのモデル化に関する概論は加藤（1984）にある。既存の理論モデルの多くは Everett（1955）の独立領域理論を応用したもので、中でも最も簡単とされているのが Mualem の方法（1973）である。いずれの方法にしても、非定常な土壌水分の変化を計算するには、土壌内の各地点における水分変化を相当長期にわたって記憶しておき、吸・脱水が切替るたびにその履歴データを基に新たに水分と吸引圧の関係（走査線）を求める必要がある。筑紫（1980）はこの方法の計算手順を示しているが、吸・脱水が頻繁に切変わる野外土壌にこれを適用するのは至難

である。現に従来の適用例（赤井ら，1977；筑紫，1980）は吸・脱水の切変わりが高々数回の場合に限られている。

Klute and Heermann (1974) の方法は独立領域理論にとらわれない多少簡単なものであるが、履歴データを利用して新たな走査線を求めながら計算を進める点は同じであり、吸・脱水変化の多いプロセスには向かない。

Hillel (1977) は最も簡単な計算方法として、土壌水分特性曲線に主吸水曲線と主脱水曲線のみを採用し、吸水過程と脱水過程でそれぞれを使い分けた。この方法は必ずしも現象に忠実ではないが、水分変化の履歴を記憶する必要も計算途中で新たな土壌水分特性曲線（走査線）を求める必要もない。ここでも、この方法によって試算する。

A. 2 主脱水曲線と主吸水曲線

式(3.2.1)、式(3.2.2)及び図3.3に示した土壌水分特性曲線は、吸引法と遠心法によって脱水過程を対象として作成したもので、ここで言う主脱水曲線に相当する。

ここで対象としているは場の土壌については、主吸水曲線に相当する土壌水分特性曲線を測定していない。そのため主吸水曲線が主脱水曲線とどの程度ずれるかは不明である。横田ら（1983）が実験に用いた試料砂の場合、水分領域によって異なるがそのずれは約40%である。ここでは、主吸水曲線を主脱水曲線の50%減と仮定した。すなわち、

$$h_a(W) = 0.5 \cdot h_d(W) \quad (A.1)$$

ここに、 $h_a(W)$ と $h_d(W)$ はそれぞれ体積含水率 W のときの主吸水過程と主脱水過程における土壌水分吸引圧である。図3.13は計算に使った土壌水分特性曲線を示す。

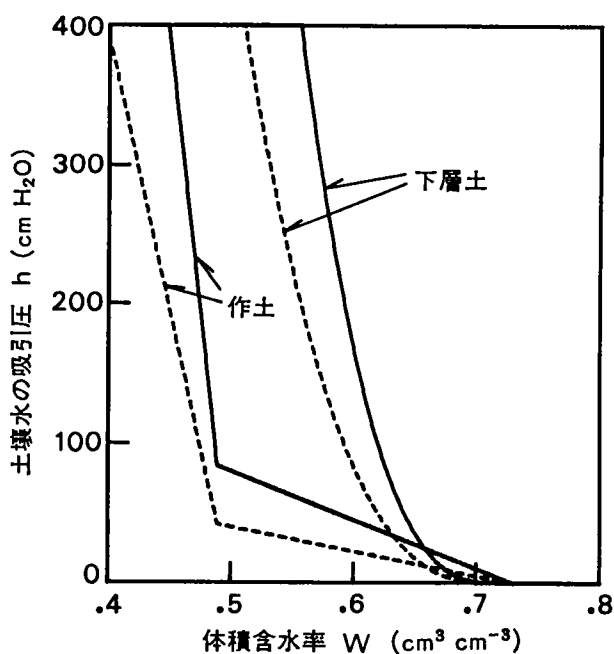


図 3.13 履歴現象の影響計算に使用した土壌水分特性曲線
但し、実線：主脱水曲線、点線：主吸水曲線。

A. 3 計算における履歴現象の扱い

Hillel (1977) の方法に従い、土壌水分の変化が吸水過程であれば常に主吸水曲線で、脱水過程であれば常に主脱水曲線で土壌水分吸引圧 h を計算した。すなわち、次式を採用した。

$$h = \begin{cases} h_a, & \partial W / \partial t > 0 \text{ (吸水過程) のとき} \\ 0.5 \cdot (h_a + h_d), & \partial W / \partial t = 0 \text{ のとき} \\ h_d, & \partial W / \partial t < 0 \text{ (脱水過程) のとき} \end{cases} \quad (\text{A.2})$$

A. 4 結果と考察

図3.8aと図3.8bにある四つのケース（期間）について、次の三つの方法で計算した。その結果を図3.14aと図3.14bに示す。

(A) ヒステリシス無し： $h = h_d$

(B) ヒステリシス無し： $h = 0.5 \cdot (h_a + h_d)$

(C) ヒステリシス有り：式（2）

土壌水分と吸引圧の関係式として、方法（A）では本文と同様に主脱水曲線を採用し、方法（B）では主吸水曲線と主脱水曲線の平均値を採用したものである。

図に点線で表示した方法（C）と破線で表示した方法（B）のそれぞれの結果はケース2を除いてほとんど差がなかった。ケース2は乾燥状態が続いたのち突然の豪雨によって急激に土壌が湿潤したときで、この場合、15cm層における水分の増加は方法（C）の方が数時間遅れた。これはヒステリシス現象によって土壌水の下方移動が遅延したためで、筑紫（1980）の計算結果とも一致する。

実線で表示した方法（A）の結果は、他の二つの方法のものとは少し異なり、全般に方法（A）の方が高い体積含水率を与えた。その差は水分変化の穏やかな時期で0.01、急激な変化時期で0.03程度（ケース2のピーク時）であった。また、方法（A）と方法（C）のケース2におけるピークのずれはほぼ半日であった。

1 m層を通過する水量をそれぞれの方法で計算したのが表3.5である。やはり方法（B）と方法（C）の結果は非常に近く、方法（A）とはわずかに異なる。

吸・脱水を繰返す実際の土壌における走査線は、方法（C）の式（A.2）のように主吸水曲線と主脱水曲線の間で切替るわけではなく、その中間的な

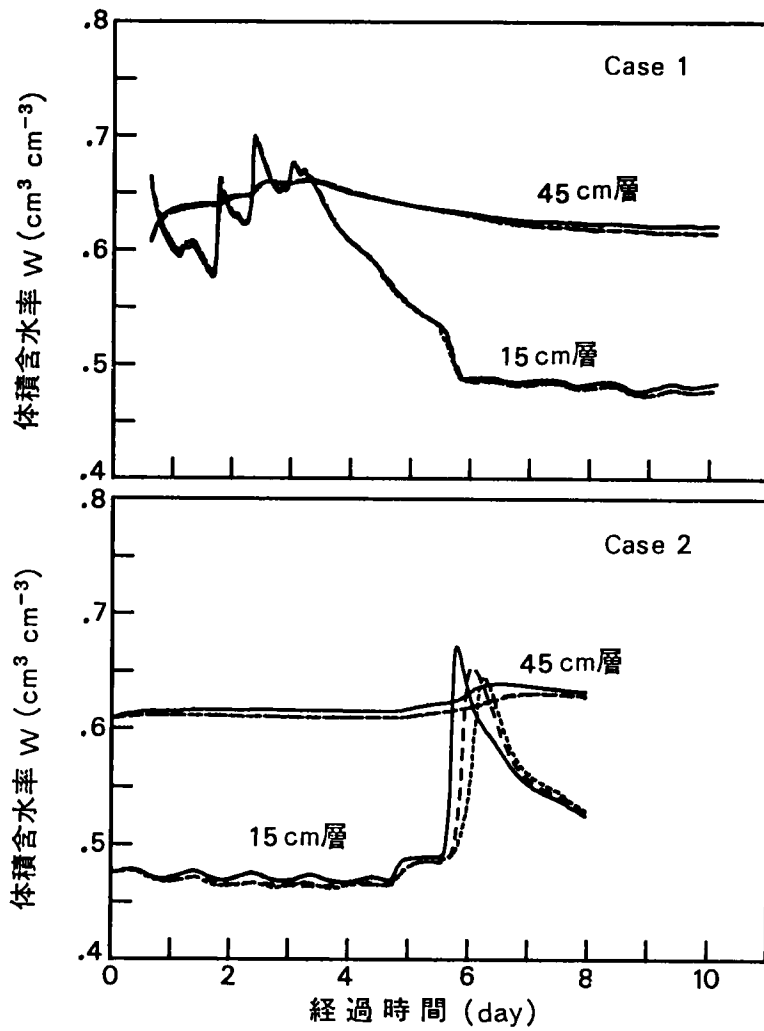


図 3.14a 三種類の計算方法による土壌水分変化のシミュレーション (ケース1とケース2)
但し、実線：方法(A)、破線：方法(B)、点線：方法(C).

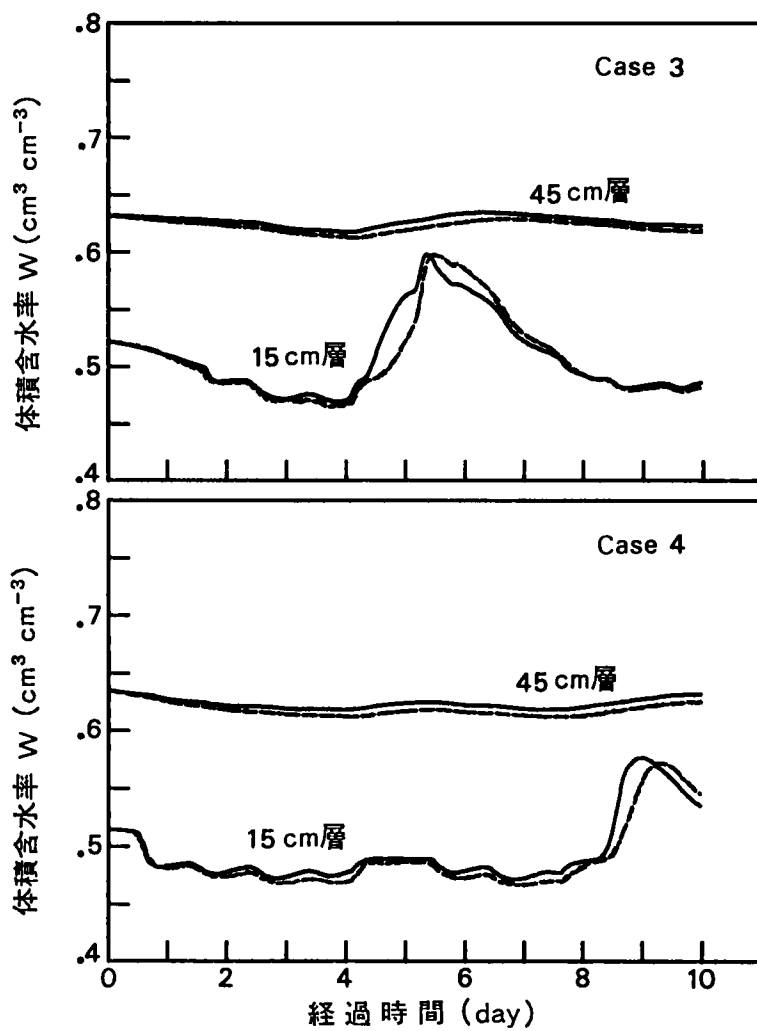


図 3.14b 三種類の計算方法による土壌水分変化のシミュレーション (ケース3とケース4)
但し、実線：方法(A)、破線：方法(B)、点線：方法(C).

表 3.5 三種類の計算方法によって求めた通過水量

	ケース 1	ケース 2	ケース 3	ケース 4
方法 (A)	6.78	-0.86	2.12	0.22
方法 (B)	7.24	-0.70	2.50	0.62
方法 (C)	7.25	-0.61	2.51	0.64

注) 単位はcm、本文の表3.3 参照

曲線上で切替る。土壌水の吸引圧 h は常に、

$$h_a < h < h_d \quad (A.3)$$

の範囲にあるが、 h_a と h_d のどちらに近いかは水分変化の履歴によってその都度決定される。しかし、野外の自然状態の土壌の場合、種々な土壌水分領域で吸・脱水が繰返されていることから、実際の吸引圧 h は h_a と h_d の間を偏ることなく往来していると考えられる。従って、方法 (B) または方法 (C) の方が、方法 (A) より現実に近い結果を与える良い方法に違いない。

しかしながら、図3.14a、図3.14b や表3.5 にある方法 (A) と他の方法との差を一概に評価するのは難かしい。土壌水分特性曲線や不飽和透水係数の測定精度、野外土壌の不均一性を考慮するとその差はそれほど大きいものではないようにも思われる。特に、吸水過程の土壌水分特性曲線が測定されていない場合などは近似計算法として方法 (A) も十分役立つと思われる。この場合、方法 (A) はやや高めの含水率と少なめの通過水量を与えることを承知する必要がある。

記号説明

アルファベット

- a : 不飽和透水係数の算定式 (3.3.8) に含まれるパラメータ
- b : 不飽和透水係数の算定式 (3.3.8) に含まれるパラメータ
- E : 蒸散強度, cm/day
- E_j : 時刻 j における蒸散強度, cm/day
- F_{ij} : 時刻 j における層 i から層 $i+1$ への浸透流束, cm/day
- h : 土壌水の吸引水頭, cm
- h_a : 土壌水の吸引水頭 (主吸水曲線), cm
- h_d : 土壌水の吸引水頭 (主脱水曲線), cm
- h_{ij} : 時刻 j における層 i の土壌水の吸引水頭, cm
- h^* : 土壌水の吸引水頭を β 倍した値, cm
- H_{ij} : 時刻 j における層 i の土壌水の全水頭, cm
- i : 層に関する添字
- j : 時刻に関する添字
- k : 不飽和透水係数, cm/day
- k_i : 層 i の不飽和透水係数, cm/day
- k^* : 不飽和透水係数 k を α 倍した値, cm/day
- K_i : 層 i と層 $i+1$ の境界における不飽和透水係数, cm/day
- L : 層の厚さ, 5 cm
- L_i : 層 i の厚さ, cm
- L_w : 水の蒸発潜熱, 580cal/g
- n : 層の総数
- P : 降雨強度, cm/day
- P_j : 時刻 j における降雨強度, cm/day

R : 全日射量, $\text{cal}/\text{cm}^2/\text{day}$

R_n : 純放射量, $\text{cal}/\text{cm}^2/\text{day}$

S_{ij} : 時刻 j における層 i での水分消滅速度, cm/day

T_x : 通過流束が降雨強度の $x\%$ に到達するまでの時間, day

W : 土壌の体積含水率, cm^3/cm^3

W_{ij} : 時刻 j における層 i の土壌の体積含水率, cm^3/cm^3

x : 降雨強度に対する通過流束の比率, $\%$

ギリシャ文字

α : 不飽和透水係数にかかるスケールファクター

β : 土壌水の吸引水頭にかかるスケールファクター

Δt : 時間の刻み幅, day

参考文献

- 1) 赤井浩一・大西有三・西垣誠 (1977) : 有限要素法による飽和-不飽和浸透流の解析. 土木論集, 264, 87-96.
- 2) Bear, J., D. Zaslavsky and S. Irmay (1968) : Physical Principles of Water Percolation and Seepage. UNESCO, France, 465 p.
- 3) Beese, F., R.R. van der Ploeg and W. Richter (1977) : Test of a soil water model under field conditions. Soil Sci. Soc. Am. J., 41, 979-984.
- 4) Brooks, R.H. and A.T. Corey (1966) : Properties of porous media affecting fluid flows. ASCE, 92(IR2), 61-88.
- 5) Box, M.J., D. Davies and W.H. Swan (1969) : Nonlinear Optimi-

- zation Techniques. Oliver and Boyd, Edinburgh.
- 6) Cameron, D.R. (1979) : Prediction of field soil water content. Soil Sci. Soc. Am. J., 43, 390-394.
 - 7) Campbell, S.G. (1974) : A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. Soil Sci., 117, 311-314.
 - 8) 筑紫二郎 (1980) : 土壤水分ヒステリシスを伴う不飽和浸透流の数値計算法について. 農土論集, 87, 24-30.
 - 9) Duffy, J., C. Chung, C. Boast and M. Franklin (1975) : A simulation model of biophysiochemical transformations of nitrogen in tile-drained corn belt soil. J. Envir. Qual. 4, 477-486.
 - 10) Everett, D.H. (1955) : A general approach to hysteresis, Part 4: An alternative formulation of the domain model. Trans. Faraday Soc., 51, 1551-1557.
 - 11) 服部浩之・藤井國博 (1984) : 下水汚泥を連用した淡色黒ボク土における無機態窒素の経時変化－は場実験－. 国立公害研究所研究報告, 第68号, 43-53.
 - 12) 服部重昭 (1978) : 流出過程における不飽和水分流動の研究. II : 不飽和透水係数の推定. 日本林学会誌, 60, 290-297.
 - 13) 服部重昭 (1980) : 流出過程における不飽和水分流動の研究, III : 数値計算による土壤水分プロファイルの推定. 日林誌, 62, 82-88.
 - 14) Haverkamp, R., M. Vauclin, J. Touma, P.J. Wierenga and G. Vachaud (1977) : A comparison of numerical simulation models for onedimensional infiltration. Soil Sci. Soc. Am. J., 41, 285-294.

- 15) Hillel, D. (1977) : Computer Simulation of Soil-Water Dynamics:
A Compendium Recent Work. IDRC, Ottawa, 214p.
- 16) 広木幹也・藤井國博・服部浩之・久保井徹・小林峰雄・矢崎仁也・和田
秀徳 (1983) : 下水汚泥施用土壌の微生物フロラに関する研究, II: 石
灰凝集下水汚泥連用淡色黒ボク土における土壌微生物フロラの季節変動.
国立公害研究所研究報告, 第46号, 17-38.
- 17) 加藤英孝 (1984) : 土壌水分のヒステリシス現象. 土壌の物理性, 50,
46-51.
- 18) Klute, A. and D.F. Heermann (1974) : Soil water profile develop-
ment under a periodic boundary condition. Soil Sci., 117,
265-271.
- 19) Kos, Z. (1982) : Stochastic water requirements for supplementary
irrigation in water resource system. IIASA Pub. RR-82-34,
61p.
- 20) 古藤田一雄 (1980) : ライシメータ蒸発散量とエネルギー収支法による
蒸発散量の比較. 筑波大学水理実験センター報告, No.4, 1-9.
- 21) Monteith, J.L. (1965) : Evaporation and environment. Symp. Soc.
Exp. Biol., 19, 205-234.
- 22) Mualem, Y. (1973) : Modified approach to capillary hysteresis
based on a similarity hypothesis. Water Resour. Res., 9,
1324-1331.
- 23) 向井哲・服部浩之 (1984) : 下水汚泥の連用が土壌の全炭素、腐植酸及
びフルボ酸に及ぼす影響. 国立公害研究所研究報告, 第68号, 55-66.
- 24) 日本土壌肥料学会 (編) (1983) : 火山灰土. 博友社, 東京, 204p.
- 25) 大坪国順・村岡浩爾 (1986) : 汚泥連用が土壌の物理的性質に及ぼす影

響. 国立公害研究所研究報告, 第93号, 25-32.

- 26) Penman, H.L. (1948) : Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proc. Royal Sci. A, 193, 120-145.
- 27) 寺沢四郎 (1980) : 土壌物理性測定法. 土壌物理性測定法委員会編, 養賢堂, 東京, 124-157.
- 28) Thornthwaite, C.W. (1948) : An approach toward a rational classification of climate. Geogr. Rev., 38, 55-94.
- 29) van Genuchten, M.Th. (1980) : A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Sci. Soc. Am. J., 44, 892-898.
- 30) 山口武則・藤沼康実 (1984) : 国立公害研究所実験ほ場の土壌および気象に関する調査資料集. 国立公害研究所研究資料, 第26号, 84 p.
- 31) 山口武則・藤沼康実 (1985) : 国立公害研究所実験ほ場の土壌および気象に関する調査資料集 (II). 国立公害研究所研究資料, 第27号, 122 p.
- 32) 山口武則・藤沼康実 (1986) : 国立公害研究所実験ほ場の土壌および気象に関する調査資料集 (III). 国立公害研究所研究資料, 第28号, 116 p.
- 33) 山口武則・久保井徹・服部浩之・広木幹也・藤井國博・小林峰雄・矢崎仁也 (1983) : 下水汚泥連用淡色黒ボク土における植物の育成－ほ場試験－. 国立公害研究所研究報告, 第46号, 147-174.
- 34) 山根一郎・松井健・入沢周作・岡崎正規・細野衛 (1978) : 図説日本の土壌. 朝倉書店, 東京, 196 p.
- 35) 横田伸一・井上頼輝・堀内将人 (1983) : 通気層内物質移動に対する土壌水分ヒステリシス現象の影響. 第38回土木学会年講概要, 695-696.

第4章 下水汚泥施用土壌の元素吸着特性

4. 1 緒言

土壌の吸着能は、微生物の分解能や植物の吸収能とともに土壌水の水質変化を決定づける重要な要因であり、周辺環境に悪影響を及ぼさない汚泥施用の限界など、定量的な把握には不可欠な情報である。

下水汚泥の土壌還元は、種々の物質に対する土壌の吸着能を変化させる。Sidle and Kardos (1977) は銅・亜鉛・カドミウムについて、Fairbanks and O'Connor (1984) はP C Bについて汚泥施用土壌の吸着能を実験から求めている。しかし、一般的なカチオンやアニオンに対する検討や汚泥施用の有無による差異の検討は未だなされていない。

本章では、試験は場において、下水汚泥を混入した場合とそうでない場合で、土壌の吸着能にどのような差異があらわれるか、また、吸着される物質による差異はどうかなどを、振とうフラスコ内でのバッチ吸着実験によって検討する。本章で得られた結果は、水質の変化予測シミュレーション（第5・6章）を行うにあたって必要となる吸着モデルに関する基礎情報を提供する。

4. 2 材料及び実験

(1) 供試土壌

実験に用いた土壌は国立公害研究所別団地実験は場のA-1区画（図3.1参照）で1980年4月に採取した以下の三種類の土壌である。

S 1 : 汚泥を施用した裸地区の表土 (0~10cm)。

C 1 : 汚泥を施用しない裸地区の表土 (0~10cm)。

C 2 : 汚泥を施用しない下層土 (30~50cm)。

図3.2 や写真3.2 に見られるように、ほ場の土壌は深さ20cmを境に大きく異なるが、0~20cm、20~100 cmの間ではそれぞれ比較的均一である。S 1、C 1、C 2 は汚泥施用区の作土 (0~20cm)、汚泥無施用区の作土 (0~20 cm)、汚泥施用・無施用両区の下層土 (20~100 cm) の代表としてそれぞれ選んだ。なお、S 1 への下水汚泥の初回混入日は昭和55年6月で、以後毎年6~7月に15t/haの割合で繰り返し混入した。混入は表層10cmの土壌に対して行った。

これら土壌に共通した性質として特筆すべきことは、火山灰起源の土壌であり多量のアロフェン類を含んでいることである。アロフェンは構造表面に〔Al-OH₂⁺〕基を有しているため、通常吸着しにくいアニオン類も相当量吸

表 4.1 供試土壌の主な性質

	単位	S 1	C 1	C 2
pH	—	7.6	6.5	6.3
T-C	%	2.49	2.30	1.54
T-N	%	0.23	0.18	0.13
CEC	me/100g	26.1	24.4	21.4
Cl ⁻	μg/g	4.97	8.75	30.3
NO ₃ ⁻	μg/g	24.7	7.00	2.94
SO ₄ ⁻⁻	μg/g	102.	107.	148.
Na ⁺	μg/g	61.1	139.	153.
K ⁺	μg/g	72.3	57.9	33.9
NH ₄ ⁺	μg/g	0.52	1.41	0.
Ca ⁺⁺	μg/g	3278.	854.	358.
Mg ⁺⁺	μg/g	331.	238.	204.

表 4.2 測定したイオンと実験に用いた塩溶液

測定イオン	溶液
Cl^-	NaCl
NO_3^-	KNO_3
SO_4^{--}	$(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$
Na^+	NaCl
K^+	KNO_3
NH_4^+	$(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$
Ca^{++}	CaCl_2
Mg^{++}	MgCl_2

着する（高井・三好，1977）。ここで使用した三種類の土壌の主な性質については表4.1 にまとめて示す。

（2）測定項目

吸着される物質としては3種類のアニオンと5種類のカチオンを用いた。イオンの種類とイオンを供給した塩溶液の種類は表4.2 のとおりである。

（3）実験方法

なるべくフィールド状態の性質を測定するため、供試土壌は風乾等の前処理を一切行わず、生土のまま2mmのフルイを通過させ実験に供した。このため、供試土壌には多種の元素が土（固相）と土壌溶液に含まれている。

乾土に換算して5g相当の供試土壌と各種の塩溶液25mlを50ml容積の三角フラスコに入れ、25℃の恒温下で5時間振とうした。振とう後の溶液をろ紙（Toyo No.131）でろ過し、ろ液中の各イオン濃度を表4.3の方法で分析した。なお、振とう時間については、各イオンとも3～4時間で吸着平衡に達することを予備実験で確認した。

同様の方法で、供試土壌にもともと付着していた各種イオンを抽出し、そ

表 4.3 水質分析法

イオン	分析法 (機器・文献)
$\text{Na}^+, \text{K}^+, \text{Ca}^{++}, \text{Mg}^{++}$	原子吸光法 (島津AA640-12型)
Cl^-	チオシアン酸第二水銀法 (AA2型・Technicon Instruments Corp., 1974)
NH_4^+	インドフェノール法 (AA2型・Technicon Instruments Corp., 1973)
NO_3^-	ヒドラジンスルフェニルアミド法 (AA2型・Technicon Instruments Corp., 1975)
SO_4^{--}	トリウム-モリン錯体法 (日本分析化学北海道支部, 1981)

の結果は表4.1 に示した。抽出液としては、 Cl^- 及び Na^+ には $1\text{M-NH}_4\text{NO}_3$ を用い、その他のイオンには 1M-NaCl を用いた。

4. 3 結果と考察

4. 3. 1 等温吸着式

実験結果をまとめたのが図4.1aと図4.1bである。多種のイオンが共存したままの実験であり、この結果には化学反応による沈殿物など厳密には吸着とはいえない物質も含まれている。また、各イオンの溶液濃度のレンジは予備実験を参考に決定したが、何らかの原因によって SO_4^{--} については他のイオンより高い溶液濃度での実験となった。若干問題ではあるが、ここではこの SO_4^{--} の実験結果も他のイオンのものと同列に検討する。

図中の実線は次の Freundlich 式でこれらの固液濃度の関係を近似したものである。

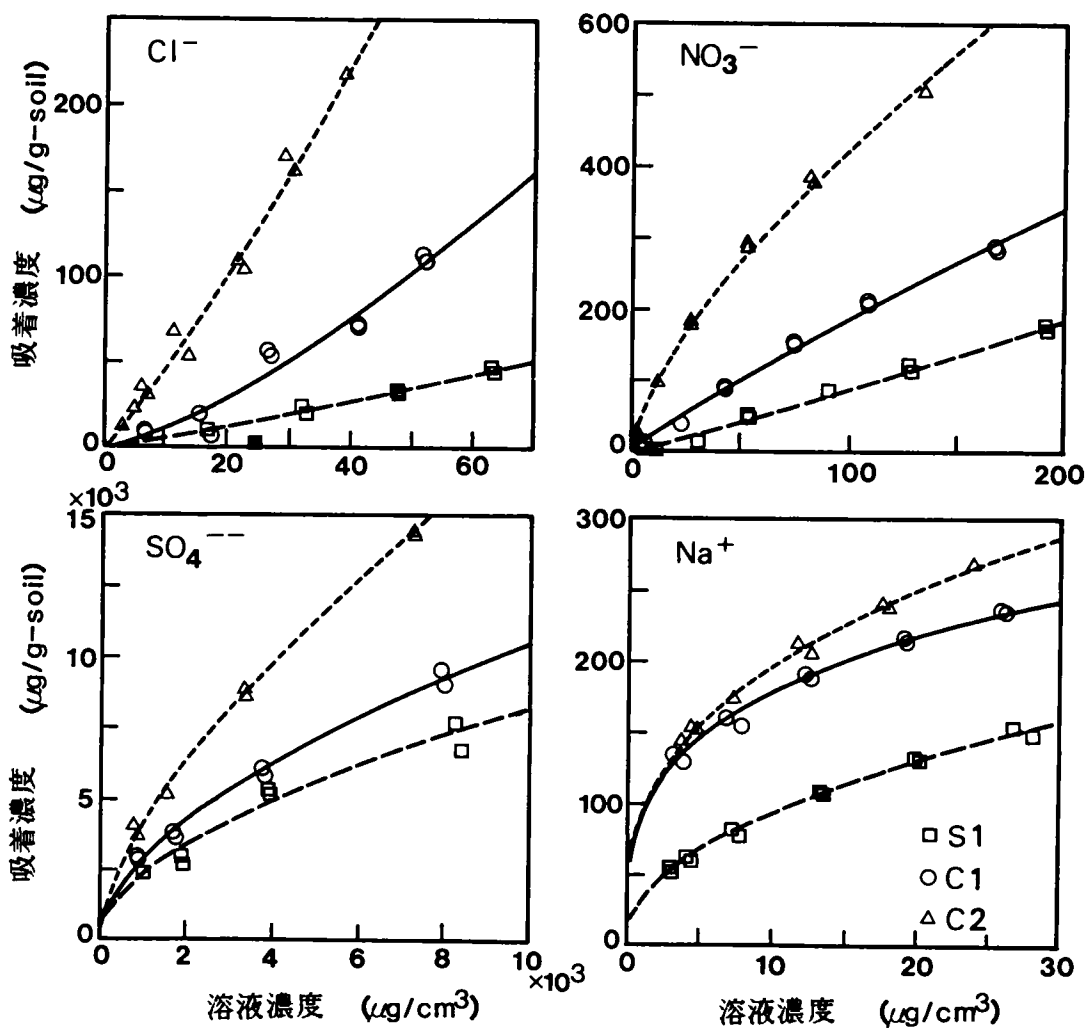


図 4.1a 平衡等温吸着関係 (Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-} , Na^+)

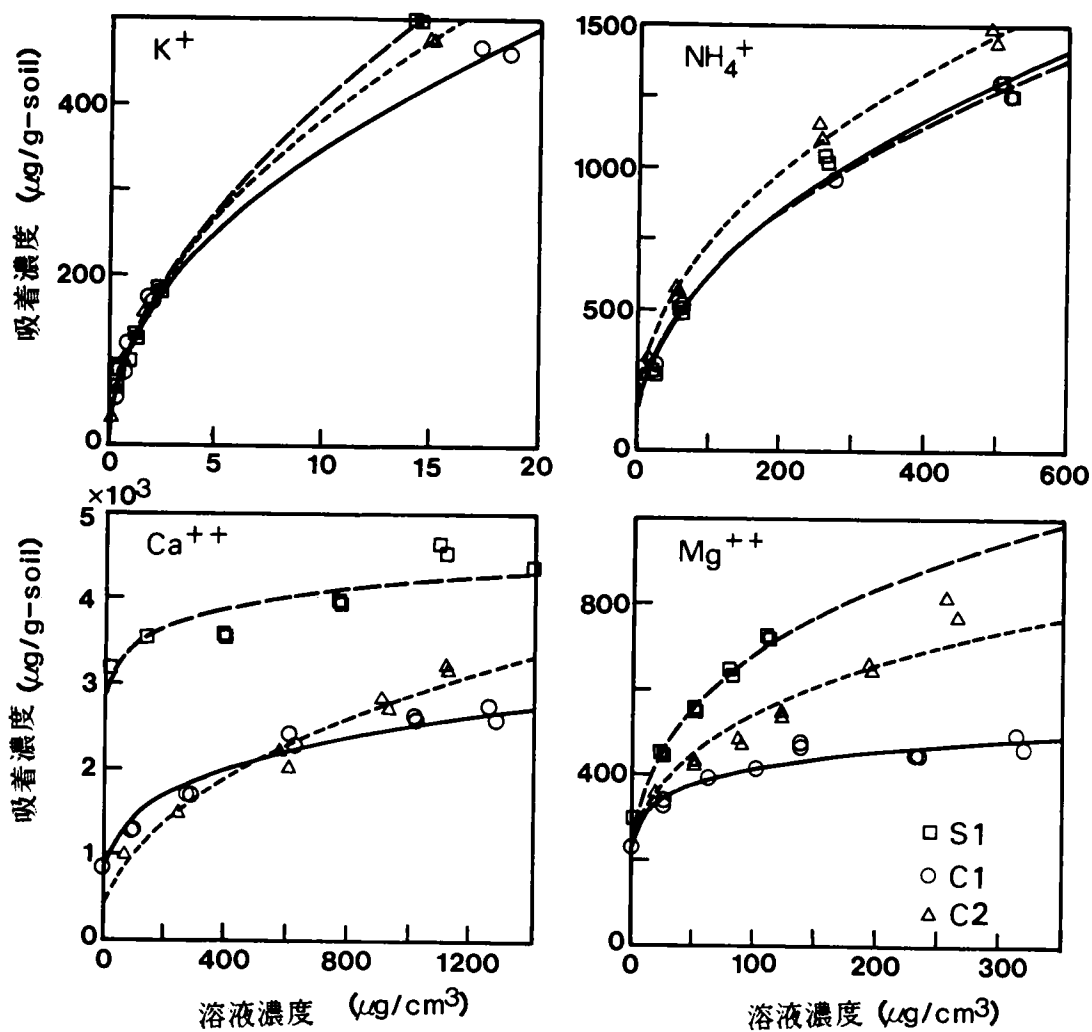


圖 4.1b 平衡等溫吸着關係 (K^+ , NH_4^+ , Ca^{++} , Mg^{++})

$$y = K x^{1/n} \quad (4.3.1)$$

ここに、

x : 液相側イオン濃度 ($\mu\text{g}/\text{cm}^3$)

y : 固相側イオン濃度 ($\mu\text{g}/\text{g-soil}$)

$K, 1/n$: パラメータ

各イオンと土壌の組合せに対するパラメータ K と $1/n$ は、誤差の二乗和を最小にする最小二乗法により決定し、表4.4 に一覧にした。式(4.3.1) による計算値と実験データとの相関係数はいずれの場合も 1 に近く、土壌の吸着特性が Freundlich 式で統一的に表現できることがわかる。

係数 $1/n$ は通常 1 以下であるが、 Cl^- の全てと NO_3^- の S 1 土壌については 1 を越えている。しかし、図からもわかるように上記両イオンの吸着特性の線形性 ($1/n = 1$) からのずれはわずかであり、このずれは実験誤差もしくは推定誤差によるものと考えられる。

平衡時の液相濃度と固相濃度とが、ほぼ線形関係にあるのは一価のアニオン (Cl^- , NO_3^-) であり、 $1/n$ が小さい冪乗関数の関係にあり液相が低濃度であっても固相側に多量に吸着しているのが二価のカチオン (Ca^{++} , Mg^{++}) である。その他のイオンである二価のアニオン (SO_4^{--}) や一価のカチオン (Na^+ , K^+ , NH_4^+) はこれらの中間的な関係にある。

4. 3. 2 汚泥施用の影響

汚泥施用の影響が端的に表われるのは一価のアニオンと二価のカチオンに対してである。S 1 土壌の Ca^{++} と Mg^{++} に対する吸着量は C 1 土壌に比べて著しく多い。これは S 1 土壌では汚泥施用にともない、陽イオン交換能 (CEC) の大きい有機物 (腐植もしくは腐植に近い成分) がもちこまれた (向井・服

表 4.4 Freundlich 係数

イオン	土壌	K	1/n	データ数	相関係数
Cl ⁻	S 1	0.549	1.073	7	0.990
	C 1	0.542	1.342	10	0.975
	C 2	3.42	1.135	14	0.994
NO ₃ ⁻	S 1	0.907	1.008	16	0.995
	C 1	3.46	0.870	16	0.997
	C 2	19.2	0.674	16	0.997
SO ₄ ⁻⁻	S 1	52.5	0.549	8	0.978
	C 1	61.8	0.558	8	0.995
	C 2	54.3	0.628	8	0.997
Na ⁺	S 1	33.1	0.462	12	0.996
	C 1	95.2	0.277	12	0.990
	C 2	90.7	0.341	12	0.996
K ⁺	S 1	108	0.575	10	0.999
	C 1	114	0.485	10	0.997
	C 2	111	0.538	10	0.998
NH ₄ ⁺	S 1	69.6	0.471	8	0.992
	C 1	80.4	0.445	8	0.995
	C 2	99.4	0.434	8	0.997
Ca ⁺⁺	S 1	2310	0.086	12	0.894
	C 1	466	0.244	12	0.979
	C 2	133	0.444	12	0.991
Mg ⁺⁺	S 1	178	0.293	10	0.995
	C 1	227	0.132	14	0.977
	C 2	151	0.278	14	0.961

部, 1984) ためであろう。腐植の交換基は二価のカチオンに比べて一価のカチオンを吸着保持する力が弱い (高井・三好, 1977)。

一方、一価のアニオンである Cl^- と NO_3^- に対する S 1 土壌の吸着能は C 1 土壌の半分またはそれ以下である。この原因も汚泥に由来する難分解性有機物 (腐植) によるものと思われる。腐植中にはキレート化合物を含みそれが土壌中の活性 Al と結合するため、活性 Al とアニオンとの結合を妨害する (高井・三好, 1977) からである。 SO_4^{--} の吸着能についても S 1 が C 1 より低いのは同じ原因からであろう。

一価のカチオンに対する下水汚泥施用の影響は不統一である。 Na^+ に対する吸着能は低下させるが、 K^+ と NH_4^+ に対する吸着能にはほとんど影響を与えない。

4. 4 要約

下水汚泥を混入した土壌とそうでない土壌とで、5 種類のカチオンと 3 種類のアニオンに対する吸着能がどのように異なるかを知るため、振とうフラスコによるバッチ吸着実験をした。その結果、以下の知見が得られた。

1) 土壌とイオンのいずれの組合せに対しても、Freundlich 式によってその平衡等温吸着関係を表わすことができ、一価のアニオンでは $1/n$ が 1 に近くほぼ線形関係になり、二価のカチオンでは $1/n$ が小さい冪乗関数関係になる。

2) 下水汚泥施用の影響は一価のアニオンと二価のカチオンに顕著に表われる。一価のアニオンは吸着されにくくなるが、逆に二価のカチオンは吸着され易くなる。

一価のアニオンと二価のカチオンに対する汚泥施用の影響については、本実験の結果は明らかであり一般的傾向と思われる。しかし、その他のイオン

について結論づけるにはまだデータが十分でなく、今後の研究課題の一つであろう。また、ここではフィールド状態に近い状況を維持するため、供試土壌として生土壌を用い、多種の元素が共存した状態で実験した。よって化学反応による沈殿物の生成が結果に影響を与えているものもあろう。 SO_4^{--} の吸着量が著しく多いのはその可能性が高い。これらの影響についても今後の研究課題である。

記号説明

アルファベット

- K : Freundlich式に含まれるパラメータ
n : Freundlich式に含まれるパラメータ
x : 液相側平衡イオン濃度, $\mu\text{g}/\text{cm}^3$
y : 固相側平衡イオン濃度, $\mu\text{g}/\text{g-soil}$

参考文献

- 1) Fairbanks, B.C. and G.A. O'Connor (1984) : Effect of sewage sludge on the adsorption of polychlorinated biphenyls by three New Mexico Soils. J. Environ. Qual., 13, 297-300.
- 2) 向井哲・服部浩之 (1984) : 下水汚泥の連用が土壌の全炭素、腐植酸及びフルボ酸に及ぼす影響. 国立公害研究所研究報告, 第68号, 55-66.
- 3) Sidle, R.C. and L.T. Kardos (1977) : Adsorption of copper, zinc, and cadmium by a forest soil. J. Environ. Qual., 6, 313-317.
- 4) 高井康雄・三好洋 (1977) : 土壌通論. 朝倉書店, 東京, 229p.

第5章 塩素イオン及び硝酸イオンの挙動に関するシミュレーション

5. 1 緒言

土壌水の浸透過程における溶質の挙動をモデル化する試みはすでに幾つかみられる（第1章参照）。しかしその多くは浸透流束または浸透流速が一定という定常流を仮定したモデルであり、モデルの検証においても実験室レベルのデータを拠り所としている（O'Connor et al., 1980; Overman et al., 1980）。Wierenga (1977)、Selim and Iskandar (1981) は非定常流による浸透過程のモデルを提示しているが、データによる検証が十分ではなく、シミュレーションの対象範囲も実験室の域をでていない。一方、Selim et al. (1976) はフィールドにおける除草剤の土壌浸透をモデルによって解析しているが、実験ではスプリンクラー・システムを用いて浸透流束を一定に保持し定常流としている。これら実験室レベルのモデルが、気象条件が経時変化する実際のフィールドに有効で実用的なものであるかどうかは、はなはだ疑問である。

自然条件下の土壌浸透をモデルシミュレーションしたこれまでの研究としては、Duffy et al. (1975)、Novotny et al. (1978) などがあるが、その数は少ない。考えられるその第一の理由はモデルを検証・評価するだけの観測データがそろわないことである。部分的には自動計測が可能であるが、土壌水分、溶質濃度、諸気象データなど欠けることなく長期間測定することはやはり容易でない。また、非定常な土壌浸透モデルの数値解がしばしば不安定に発散し易いのもその理由の一つであろう。水不飽和状態（通気状態）の

土壌水の挙動をモデル化する時、必ず含まれる土壌水吸引圧の算定式と不飽和透水係数は、土壌の含水率に対して強い非線形を有する関数となるのが通常である。このため、この流動モデルと連動している溶質の輸送モデルを、降雨・蒸散強度が頻繁に変化する実際のフィールド (Prevotet al., 1984) に適用し、十分な精度の数値解を得るには高度な手法と膨大な計算量が必要となる。

従来の多くの研究は拡散偏微分方程式をもとにモデルを構築しているが、ここでは、計算が簡便で扱い易い離散型のいわゆるボックスモデルによって土壌水及び溶質の非定常な土壌浸透過程を記述する。モデリング手法の大筋はDuffy et al. (1975) にならうが、対象とするフィールドと溶質の特性を生かすため、土壌の水理特性等、モデルの各要素の取扱いは異なる。このモデルが実用的であるかどうかは、実際には場で測定した塩素イオン濃度のデータをもとに検証・評価する。さらに、汚泥を施用したほ場にこのモデルを適用し、硝酸イオンの生成速度を日平均の時系列として推定する。硝酸イオンの挙動は植物栄養や水質汚濁の面からも重要であるが、この種の測定を野外でフィールドを乱さずに行うのは困難である。野外土壌における硝酸イオンの日平均生成速度については、著者の知る限りこれまでに測定もしくは推定された例がない。

5. 2 試験概要

ここで使用するデータは昭和58年8月から10月まで、国立公害研究所の別団地試験ほ場で測定したものであり、ほ場の概要と土壌の性質 (表3.1) は第3章に示した。また、ここでいう作土及び下層土はそれぞれ第4章のS-1土壌とC-2土壌に対応する。

(1) 汚泥施用

は場は昭和54年以来毎年下水汚泥が施用され、土壌の性質と地上作物への影響試験に供されている。昭和58年は6月17日に15t/haの割合で表層10cmに汚泥を混入している。用いた下水汚泥の成分を表5.1 にを示す。この汚泥は生活廃水系の未消化汚泥であり、石灰と塩化第二鉄を脱水助剤として使用している。そのため、汚泥中にはCaが多量に含まれており、pHも高い。重金属類は特に多いとはいえず、Znも施用土壌では微生物活動を阻害するほどではない。汚泥の連用により、表層土壌の炭素と窒素の含量が高まり、pHも高くなっている（表3.1 参照）。

(2) 採水方法

土壌水はセラミック製のポーラスカップを用いて吸引採水した。カップは内径1/32インチのビニールチューブ（タイゴン製）を接続し、深さ10、20、35、50、65、80、95cmの各層位に3ヶずつ埋め込んだ（写真3.2 参照）。チューブは地中配管して採水器内のサンプル容器（ポリエチレン、100 ml容）に導入した。各層位3ヶのカップから集められた土壌溶液は同じサンプル容器に導かれるため、分析試料は3ヶ所の混合水である。また、分析に必要な

表 5.1 供試汚泥の主な性質

Lot*	pH	C	N	P	Cl	Ca	Mg	Na	K	Zn	Cu
Total Content (mg/g)											
1	10.1	273	35	7.1	5.9	90.6	8.1	0.66	0.91	1.39	0.26
2	9.0	313	36	7.5	4.0	187.9	11.7	0.23	0.63	0.72	0.15

*同一の処理場から二回採取し、昭和55年にはLot 1 を、昭和56～59年にはLot 2 を施用した

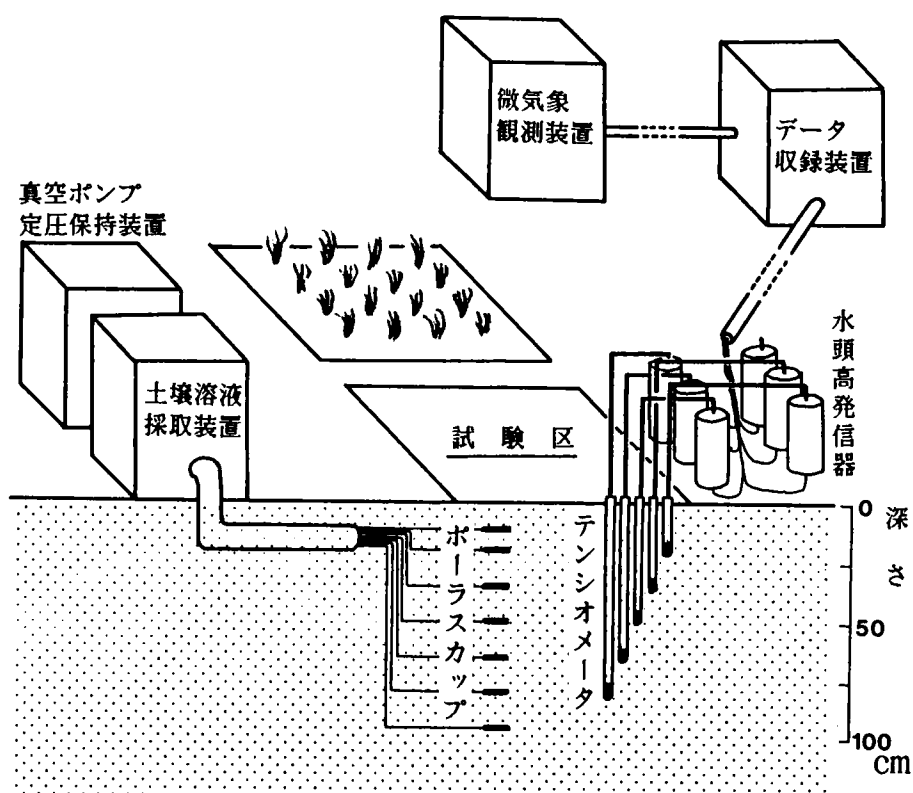


図 5.1 試験は場の概要図

水量を確保するため一回の採水に約20時間要しており、分析値はほぼ日平均値と考えられる。深さについても、カップの長さが約5cmあり、ここで言う深さ10cm、20cm等の各層位からの採水溶液は深さ5～10cm、15～20cm等の平均的な溶液と考えられる。測定期間中の採水は60回以上におよんでいる。

採水装置はカップと採水器のほかに真空ポンプと定圧保持装置から成る。は場に設置した装置等の概要を図5.1に示す。写真5.1と写真5.2はそれぞれ採水器と水頭高発信器（第2章参照）の設置状況を示す。

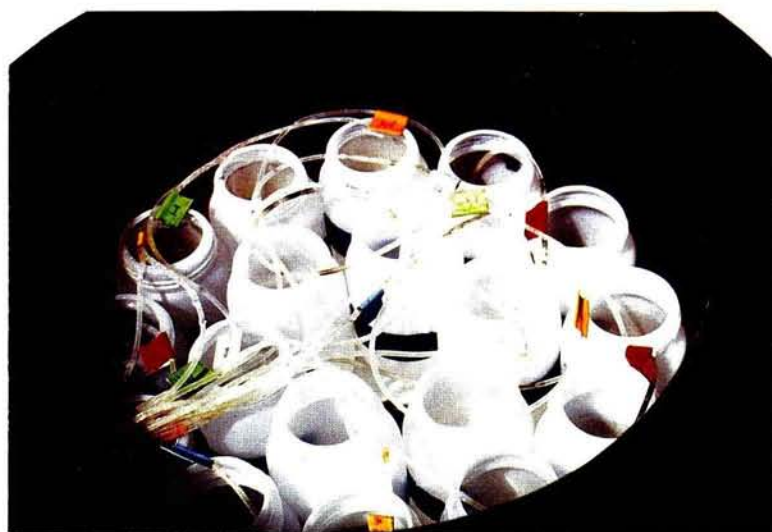


写真 5.1 土壌溶液の採取状況

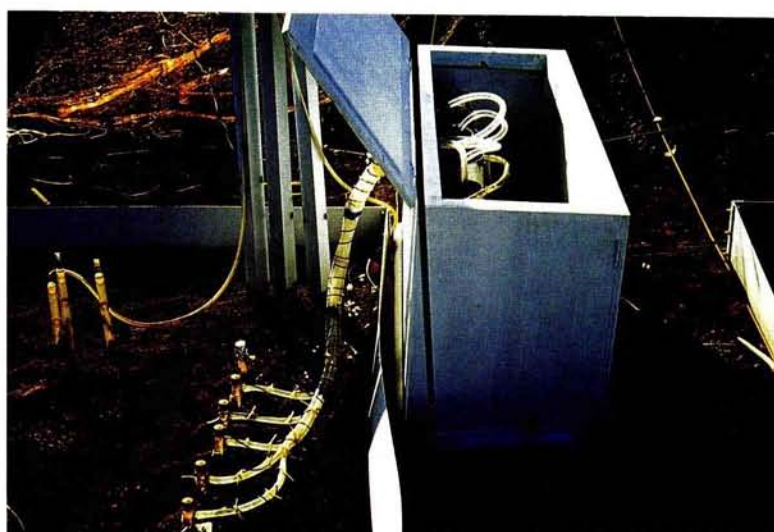


写真 5.2 試験は場に設置されたテンシオメータと水頭高発信器
白箱内に 6 基の水頭高発信器が格納されている。

(3) 水質分析

塩素イオンおよび硝酸イオンに対する水質分析は、テクニコン社製オートアナライザー A A II 型によるチオシアン酸第二水銀法 (Technicon Instrument Corp., 1974) とヒドラジンスルフェニルアミド法 (Technicon Instrument Corp., 1975) でそれぞれ行なった。この分析で測定される硝酸イオンの量には亜硝酸イオンも含まれるが、ほ場における亜硝酸イオンは通常微量で無視できる。

(4) 水分測定及び気象観測

ほ場に設置したテンシオメータ法による土壌水分自動測定システム (第2章参照) を用いて、土壌水を採水した深さと同じ深さ地点の土壌水分量を測定した。測定は30分間隔の連続測定であるが、機器の調整のため8月は欠測となった。

地表からの浸透流束を算出するのに必要となる降雨量と全日射量も、ほ場に設置されている微気象観測用の機器 (山口・藤沼, 1984) によって30分間隔で測定した。

5. 3 シミュレーションモデル

モデル化の対象領域は作物の栽培されていない裸地の区画で、地表から1 m の A 層 (第3章参照) とした。透水係数や物質の吸着能からみて、この領域の土は上層20 cm の作土とそれ以下の下層土とに二分される。

モデル化は1 m の層を図5.2のように10 cm 刻みに10区画に区切って行う。前章と同様に、各区画内では全ての性質が均一であるとする集中定数系の仮定を採用し、各区画に関する物質収支式によって数式モデルを構築する。水平方向については均一と考え、分割はしない。従ってここでのモデルは、ある程度の広さがあり、主たる縦方向の流れに比べて横からの流入・流出が無

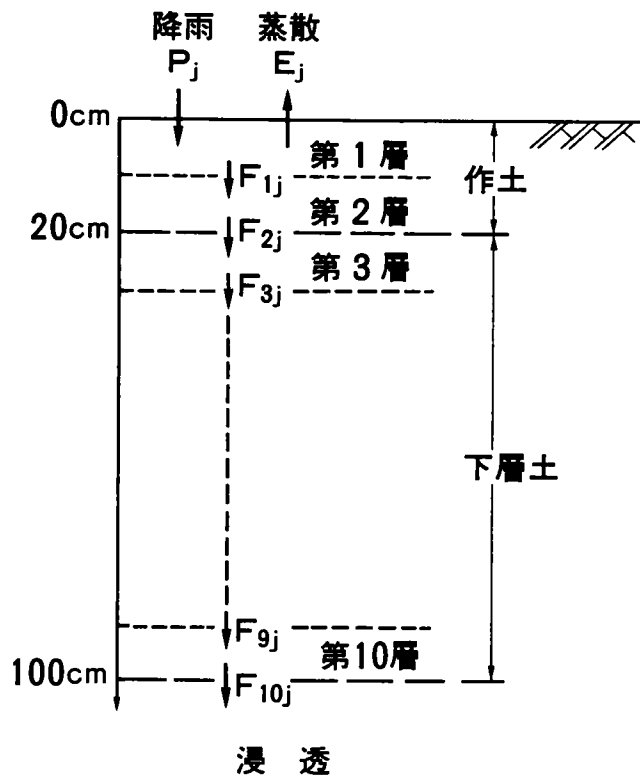


図 5.2 対象とするシステムの模式図

視できるような領域にのみ有効である。

5. 3. 1 水収支モデル

土壤水分の挙動に関するモデルは第3章で詳細に説明した。よって、ここではモデル式のみを抜粋しておく。

降雨及び蒸散の影響を直接受ける第1層の水収支モデルは次のように記述できる。

$$W_{1,j+1} = (P_j - E_j - F_{1j}) \Delta t / L + W_{1j} \quad (5.3.1)$$

また、第2層以下の第*i*層においては、

$$W_{i,j+1} = (F_{i-1,j} - F_{i,j}) \Delta t / L + W_{i,j}; \quad i=2,3,\dots,n \quad (5.3.2)$$

となる。ここに、

$W_{i,j}$: 時刻 j における層 i の体積含水率 (cm^3/cm^3)

$F_{i,j}$: 時刻 j における層 i から層 $i+1$ への浸透流束 (cm/day)

P_j : 時刻 j における降雨強度 (cm/day)

E_j : 時刻 j における蒸散強度 (cm/day)

L : 層の厚さ (cm)

Δt : 時間間隔 (day)

式中の浸透流束 $F_{i,j}$ の計算にはダルシー則を適用する。

$$F_{i,j} = -K_i (H_{i+1,j} - H_{i,j}) / L \quad (5.3.3)$$

または、

$$F_{i,j} = K_i (h_{i+1,j} - h_{i,j} + L) / L \quad (5.3.4)$$

ここに、

$H_{i,j}$: 時刻 j における層 i の全水頭 (cm)

$h_{i,j}$: 時刻 j における層 i の吸引水頭 (cm)

K_i : 層 i と層 $i+1$ との境界における透水係数 (cm/day)

層 i と層 $i+1$ の境界での透水係数 K_i については次式で算定する。

$$K_i = 2 k_i k_{i+1} / (k_i + k_{i+1}) \quad (5.3.5)$$

ただし、 k_i は層 i にある土壌のもつ不飽和透水係数 (cm/day) である。

古藤田（1980）の実験式を基にした蒸散量推定式は、

$$E_j = 1.51 \times 10^{-3} R_j - 1.18 \times 10^{-1} \quad (5.3.6)$$

となる。ただし、 R_j は時刻 j における全日射量 ($\text{cal}/\text{cm}^2/\text{day}$) である。

なお、対象領域の最下端である深さ 1 m 層における含水率 ($W_{10,j}$) は第 3 章と同様に 0.65 に固定する。

5. 3. 2 水質変化モデル

溶質の挙動も水収支モデルと同様に対象物質の各層における収支をとることによってモデル化が可能である。対象物質がほとんど揮発せず、主に土壌水によって輸送される場合、第 1 層における固液両相を合わせた物質収支式は次式のようになる。

$$\begin{aligned} X_{1,j+1}W_{1,j+1} + Y_{1,j+1}S_1 = & (-X_{1j}^*F_{1j}) \Delta t / L + Q_{1j} \Delta t \\ & + X_{1j}W_{1j} + Y_{1j}S_1 \end{aligned} \quad (5.3.7)$$

第 2 層以下の層に対しては、

$$\begin{aligned} X_{i,j+1}W_{i,j+1} + Y_{i,j+1}S_i = & (X_{i-1,j}^*F_{i-1,j} - X_{ij}^*F_{ij}) \Delta t / L \\ & + Q_{ij} \Delta t + X_{ij}W_{ij} + Y_{ij}S_i; \\ & i=2, 3, \dots, n \end{aligned} \quad (5.3.8)$$

となる。ここに、

W_{ij} : 時刻 j における層 i の体積含水率 (cm^3/cm^3)

F_{ij} : 時刻 j における層 i から層 $i+1$ への浸透流束 (cm/day)

X_{ij} : 時刻 j における層 i の土壌水に含まれる溶質の濃度 ($\mu\text{g}/\text{cm}^3$)

Y_{ij} : 時刻 j における層 i の土に吸着されている溶質の濃度

($\mu\text{g/g-soil}$)

Q_{ij} : 時刻 j 層 i における単位体積当たりの溶質の生成消滅速度

($\mu\text{g/cm}^3/\text{day}$)

S_i : 層 i の土壌の見掛け比重 (g-soil/cm^3)

X_{ij}^* は浸透流が上方か下方かによって、上層または下層の溶質濃度となる。

すなわち、

$$X_{ij}^* = \begin{cases} X_{ij} & , F_{ij} \geq 0 \text{ のとき} \\ X_{i+1,j} & , F_{ij} < 0 \text{ のとき} \end{cases} \quad (5.3.9)$$

なお、濃度勾配や流れの乱れによる拡散および分散の効果は移流の効果に比して小さいとみなし、式 (5.3.7)、式 (5.3.8) では省略した。植栽の無い裸地区における生成消滅速度 Q_{ij} の主たる要素は微生物反応の反応速度である。

土壌水水質の変化は式 (5.3.7)、式 (5.3.8) から分かるように、土壌内での浸透、吸・脱着、微生物反応に起因する。しかし、これらの相対的な速さや、水質変化に対する相対的な寄与度の体系的な研究は、未だなされていない。一般には、物理・化学的現象である吸・脱着は微生物反応よりはるかに速い。また、降雨や蒸散による浸透流も土壌水全体からみればわずかで (第3章参照)、土壌水分の変化も吸・脱着速度に比して緩やかであると考えられる。よって、ここでは吸・脱着現象は瞬時に終了し液相側濃度 X_{ij} と固相側濃度 Y_{ij} との間に常に平衡関係が成立していると仮定する。このとき一方の濃度は他方の濃度から等温吸着線によって計算できる。なお、堀内ら (1986) は平衡関係を仮定する場合としない場合では、溶質の移動に差異のあることを数値シミュレーションによって示しているが、その差はやはり小

さい。

一連の式を解くにあたり、試行錯誤の結果、解の安定性を確保しながらかつ最小限の計算量ですむよう時間間隔 Δt は30分とした。また、土壌水分分布及び溶質の濃度分布の初期値は、シミュレーション開始日の測定値を採用した。

5. 4 水収支モデルのキャリブレーション

水収支モデルに含まれる土壌の性質で、未測定なのは不飽和透水係数のみである。第3章では、30分間隔の含水率測定データから逆にこの不飽和透水係数を推定しているが、推定の結果は土壌固有の厳密な不飽和透水係数ではない。村岡・福島(1983)や松岡(1984)が詳しく検討しているように、連続な土壌領域を離散化して計算したときに生ずる潜在的な拡散(numerical dispersion)など、推定値は種々の誤差をある程度吸収した値となっているはずである。従って、領域の分割数や時間の刻み幅が異なった場合には不飽和透水係数の推定値も異なることが多く、再度検討するのが望ましい。本章では、土壌水水質の検証(実測)データが第3章と異なり日平均値であることから、土壌領域と計算時間の離散化幅を第3章より大きくしている。この影響を調べるため、ここでは今一度水収支モデルのキャリブレーションを試みる。

本章でも、ほ場の作土及び下層土の土壌水分特性曲線としてはそれぞれ次式を使用する(第3章式(3.3.1)及び式(3.3.2)参照)。

$$h_u = \begin{cases} 7.80 \times 10^3 (0.490 - W) + 83.41, & W \leq 0.490 \\ 3.49 \times 10^2 (0.729 - W), & W > 0.490 \end{cases} \quad (5.4.1)$$

及び

表 5.2 不飽和透水係数算定式に含まれるパラメータの推定値

	作土		下層土	
	a	b	a	b
本章における推定値	412.5	12.1	1346.3	15.4
第3章における推定値	552.9	12.9	694.7	14.1

$$h_L = 6.17 \times 10^4 (0.716 - W)^{2.74} \quad (5.4.2)$$

ここに、添字UとLはそれぞれ作土 (Upper soil) と下層土 (Lower soil) を示す。

不飽和透水係数 $k_U(W)$ と $k_L(W)$ についても第3章と同じく次式のような関数 (Campbell, 1974; 服部, 1978) とする。

$$\begin{aligned} k_U(W) &= a W^b \\ k_L(W) &= a W^b \end{aligned} \quad (5.4.3)$$

パラメータ a と b は作土と下層土に対してそれぞれ別個に、最小二乗法によって9月・10月の実測値に最も良く適合するように選定した。ただし、水質データとの整合性をはかるため30分間隔で測定された含水率データを日平均化して使用した。推定の結果は30分間隔のデータをそのまま用いた第3章の推定値と併せて表5.2 にまとめた。

本節の冒頭で述べたように、ここでも両者の推定値は一致しない。とくに下層土のパラメータにおいて差が大きい。しかし、不飽和透水係数の絶対値で比較すると、図5.3 にあるように第3章の結果とここでの結果にはほとん

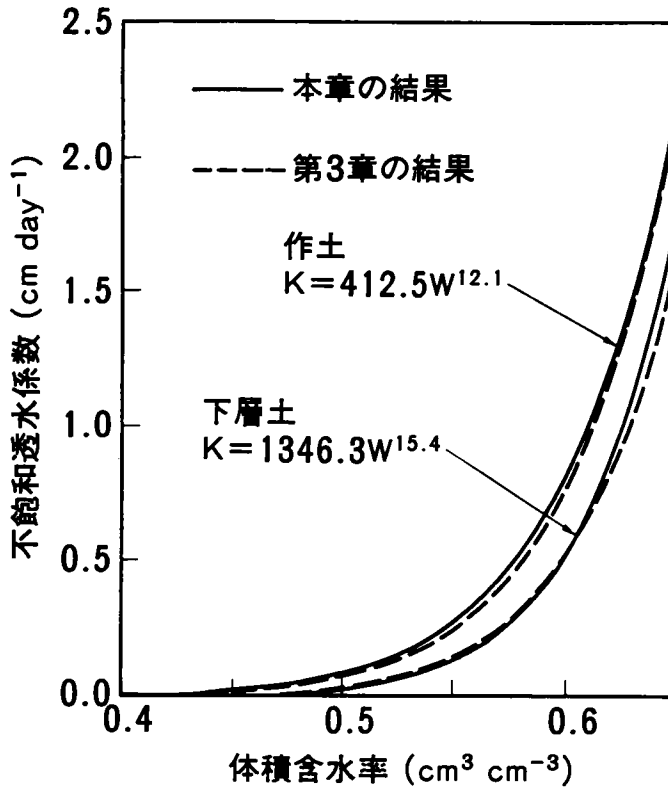


図 5.3 作土及び下層土の推定不飽和透水曲線

ど差がない。

図5.4 は20cm層と50cm層における含水率の変化をシミュレーションによって追跡したものである。両層とも実測値と良く一致している。他の層についても同時にシミュレーションしたが、10cm層は20cm層と、35cm層は50cm層とほぼ同様の挙動を示した。また、65cm以深の層ではシミュレーション値も実測値もほとんど変化せず、比較検討するほどではなかった。

参考のため、第3章で推定した不飽和透水係数を用いてシミュレーションした結果を波線（図5.4）で示してあるが、全期間において本章のものとはほぼ同一である。本章の計算条件は第3章のものに比べて、時間の刻み幅で30

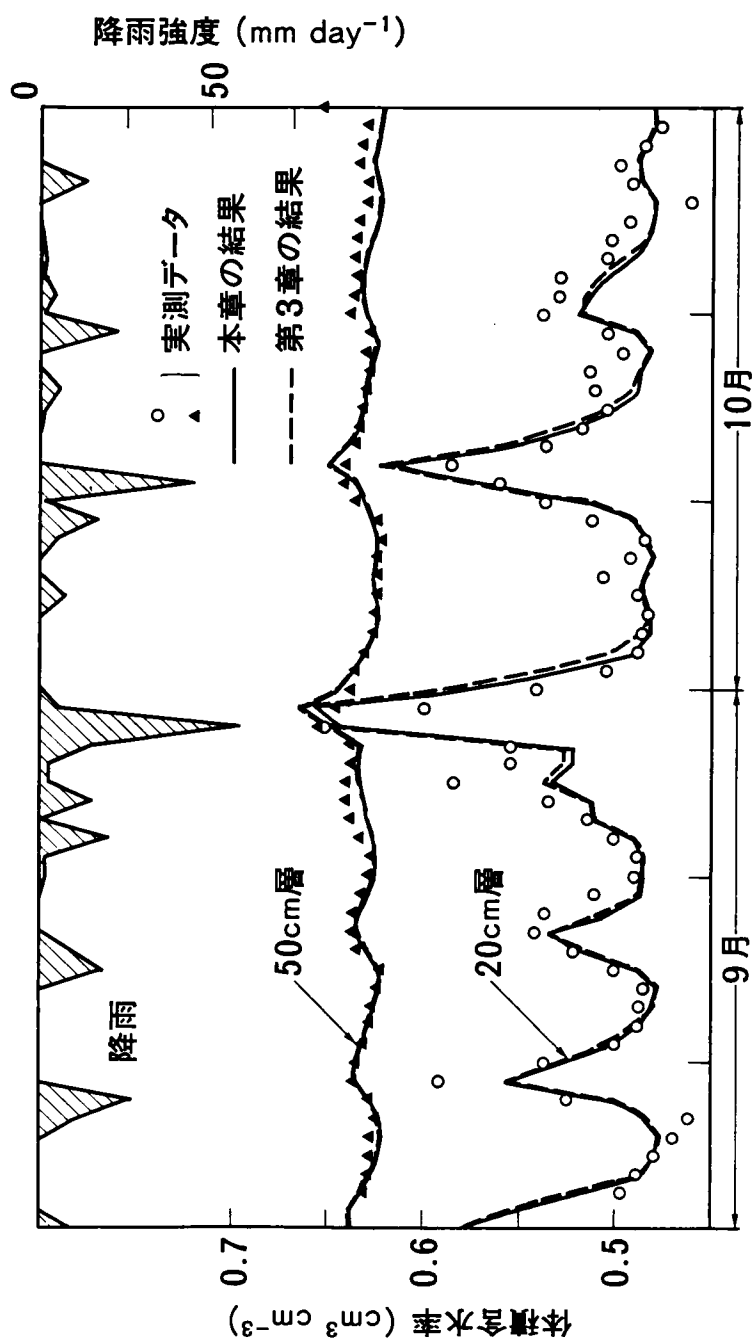


図 5.4 土壌水分のシミュレーション結果と実測値 (9・10月)

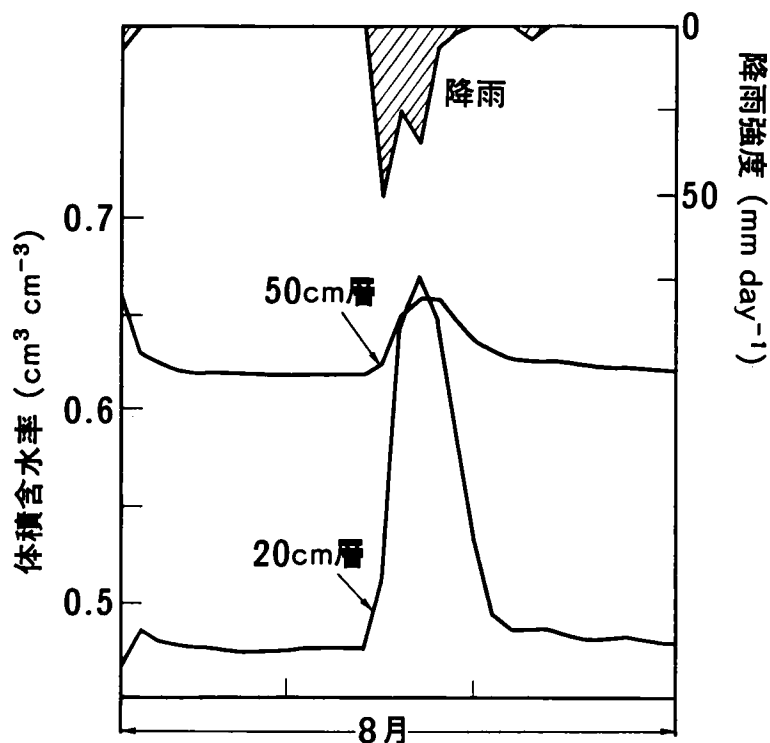


図 5.5 土壌水分の推定値の変化（8月）

倍、土壌領域の刻み幅（層厚）で2倍、参照データの平均化時間で48倍の違いがある。このそれぞれの違いがどのように透水係数の推定に影響するかを知るには、種々の条件による多くのシミュレーションを必要とするが、ここでの結果に関する限り、この種の違いは透水係数の推定にほとんど影響しない。

図5.5 は機器調整のため欠測となった8月の含水率の変化を推定したものである。8月の上旬は降雨がなく土壌は乾燥した。15日からの100mm を越す集中豪雨の影響で土壌は一時的にかなり湿潤するものの、降雨が終わると3日程度でもとの乾燥状態にもどることがわかる。

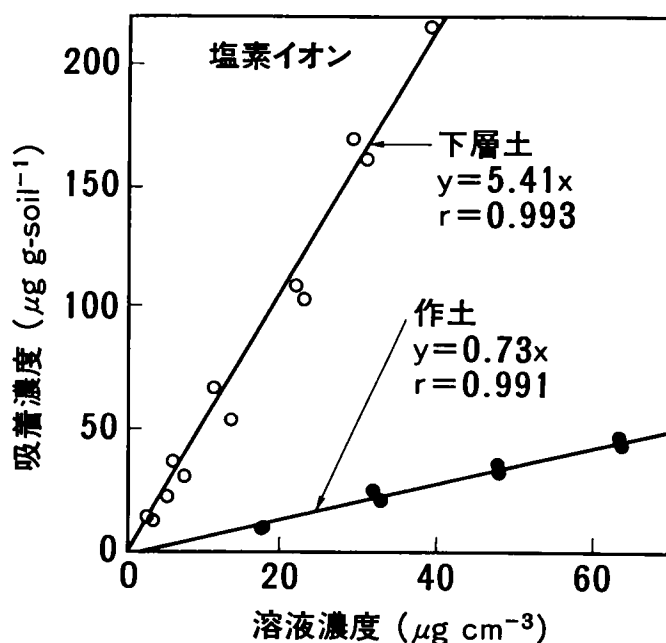


図 5.6 塩素イオンに対する等温吸着線

5. 5 塩素イオンのシミュレーション

5. 5. 1 塩素イオンに対する等温吸着線

通常の土壌の表面はプラス電荷よりマイナス電荷の方がはるかに優越しているため、アニオンが吸着されることはほとんどなく、むしろ、多くは排除される傾向にある (Bolt and Bruggenwert, 1978)。しかし、火山灰を起源とする土壌は和水平晶質鉱物のアロフェンを多量に含んでおり、構造表面に $[\text{Al-OH}_2^+]$ 基を露出しているため、相当量のアニオンも吸着する (高井・三好, 1977)。

試験は場の土壌も火山灰起源の土壌であり、第4章で調べたように各種のカチオンやアニオンを吸着する。図5.6 は水飽和状態のフラスコ内で振とう吸着させる回分実験によって求めた、塩素イオンに対するは場の土の平衡等

温吸着関係である。これらの関係を線形関数で近似すると次式を得る。

$$y_U = 0.73 x_U \quad (5.5.1)$$

$$y_L = 5.41 x_L \quad (5.5.2)$$

ここに、 x と y はそれぞれ液相側の濃度と固相側の濃度を表わし、添字の U と L はそれぞれ作土と下層土を意味する。両式とも実験データとの相関係数は0.99以上であった。ここでの作土と下層土は第4章のS1とC2の土壤に相当するが、式(5.5.1)と式(5.5.2)が第4章で求めた等温吸着式と若干異なるのは、近似に用いたデータの違いである。ここでは以降のシミュレーションのことを考え、実際の土壤における塩素イオン濃度の変化範囲である比較的低濃度のデータのみを使用した。

5. 5. 2 シミュレーション結果

下水汚泥中の塩素のほとんどは無機態であり、有機態の塩素（例えばBHCなどの合成物質）の存在量は全塩素に比べると無視できるほど少ない。従って、塩素イオンのシミュレーションにおいては式(5.3.7)と式(5.3.8)にある生成消滅項 Q_{ij} をゼロと設定した。

図5.7は式(5.5.1)と式(5.5.2)の等温吸着式をそのまま採用し、9月・10月の塩素イオン濃度をシミュレーションしたものである。10cm、20cmの浅い層で降雨回数の増加とともに洗い流されイオン濃度が低下していく過程を再現しているが、計算値は実測値に比べて全般に高めであり、その差は時間が経過するにしたがって拡大していく。これは土壤の吸着能を過大評価したときにおこる現象であり、等温吸着式に問題がある。なお、ここで言う10cm層、20cm層等の計算値とは第1層(0～10cm)、第2層(10～20cm)等の値を示す。

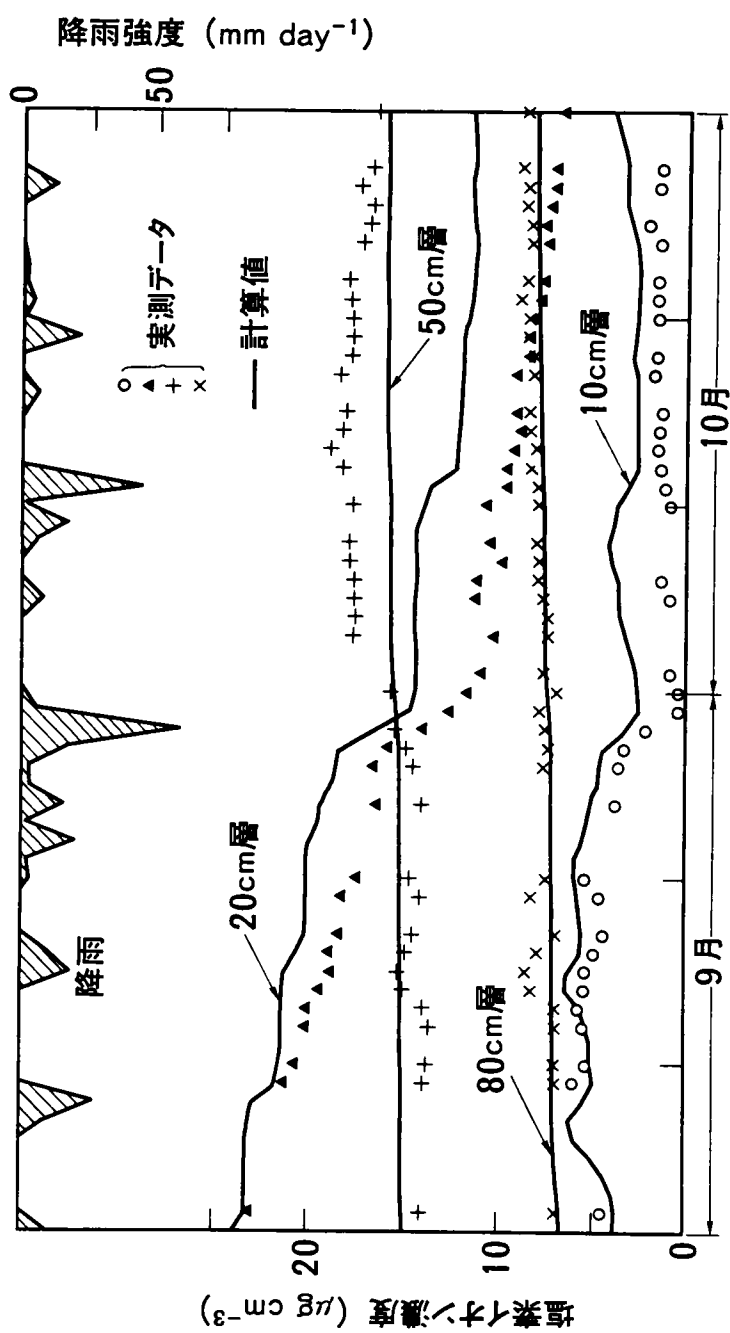


図 5.7 等温吸着式として式(5.5.1)と式(5.5.2)を使用したときの塩素イオン濃度のシミュレーション結果及び実測値(9・10月)

式 (5.5.1)、式 (5.5.2) を決定した実験とフィールドでは土と溶液の接し方が全く異なる。例えば、実験では土は溶液に完全に漬かっているが、フィールドでは土の間隙は水不飽和状態である。また、実験ではフラスコを振とうしているため溶液と土の粒子は良く混合しているが、フィールドでは溶液は土の表面を伝ってゆっくり浸透している。さらに、フィールドにおける土壌の不均一性 (Nielsen et al., 1973) も実験室で得た結果をそのまま適用できない原因の一つある。

そこで、式 (5.5.1) と式 (5.5.2) の等温吸着式の修正法として、スケールファクター f を導入した。すなわち、フィールドにおける固相側の平衡濃度 Y_{ij} を

$$Y_{ij} = f \cdot y_u (X_{ij}) \quad (5.5.3)$$

または、

$$Y_{ij} = f \cdot y_L (X_{ij}) \quad (5.5.4)$$

と仮定し、 f を種々に変化させてシミュレーションを試みた。その結果、9月・10月の塩素イオン濃度において、実測値と計算値の差の二乗和が最小となるスケールファクター f は0.59であった。このことから、フィールドでの吸着能が実験室での吸着能の約60%であることがわかる。水が不飽和状態の土は飽和状態の土に比較して溶液との接触面積が少なく、 f が1以下になるのは妥当な結果ともいえる。また、流動の有無など溶液と土粒子の接触状態の違いも、フィールドと実験室の吸着能に差を生じさせる原因である。ここでは f を定数として扱っているが、笠倉 (1983) は浸透流速によってこの f が変化することを、リン酸の回分吸着実験と水不飽和コラムによる連続実験によって観察している。さらに、このスケールファクター f には諸々の誤差

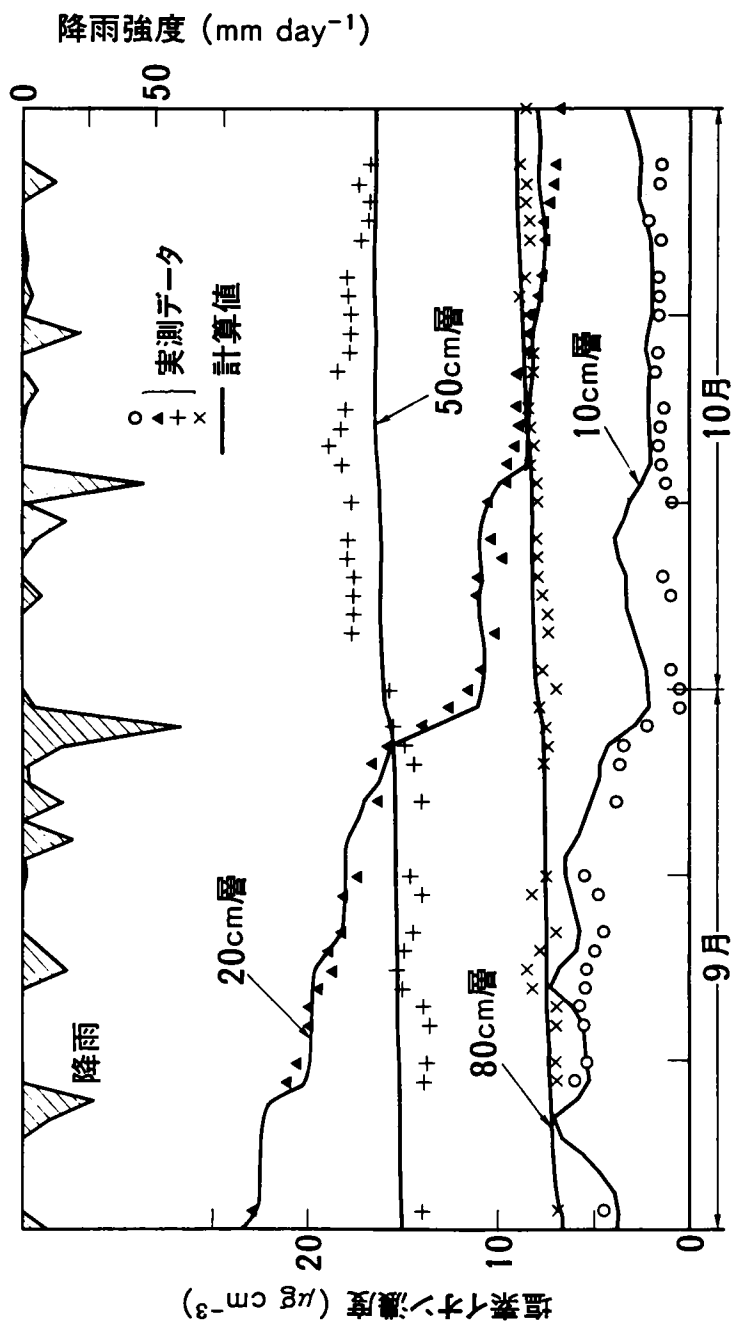


図 5.8 等温吸着式として式 (5.5.3) と式 (5.5.4) を使用したときの塩素イオン濃度のシミュレーション結果及び実測値 (9・10月)
但し、スケールファクター $f = 0.59$.

が集約されていることにも注意を要す。例えば、吸着速度を考慮せず平衡吸着を仮定したことや、もともと連続的な現象を離散化したモデルで表現したことなどによる誤差である。

図5.8 はシミュレーションと実測値を比較したものであり、全体として良く一致している。とくに20cm層のイオン濃度が降雨日数の増加とともに減少していく過程を、シミュレーションは忠実に再現している。しかし10cm層では20cm層ほど合致していない。これは10cm層のイオン濃度の絶対値が低く、測定誤差や計算誤差が相対的に大きくなったせいであろう。50cm、80cmの深い層において濃度変化がほとんどみられないのは、図5.4 にあるように深い層では降雨による土壌水分の変化が比較的小さいのと、下層土の塩素イオン

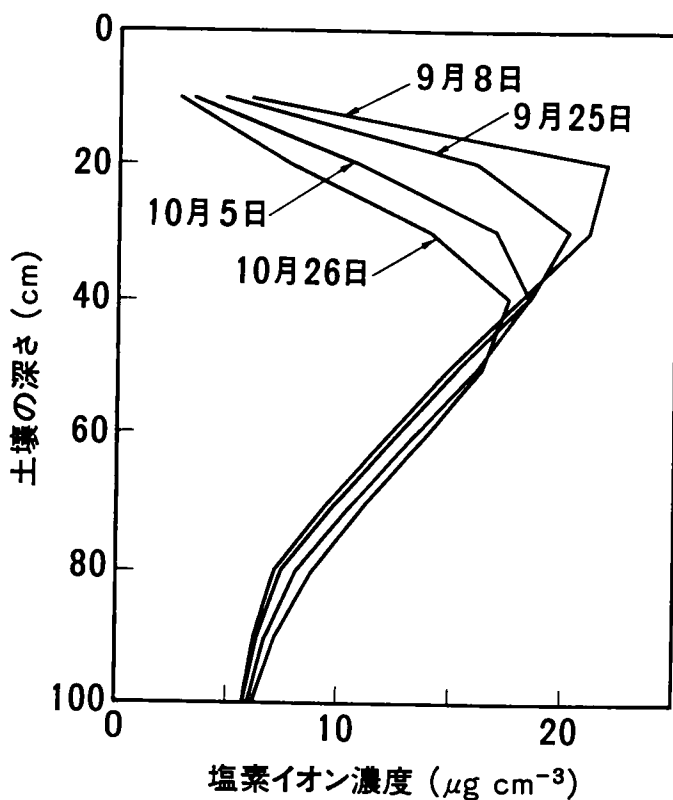


図 5.9 塩素イオン濃度の推定鉛直分布

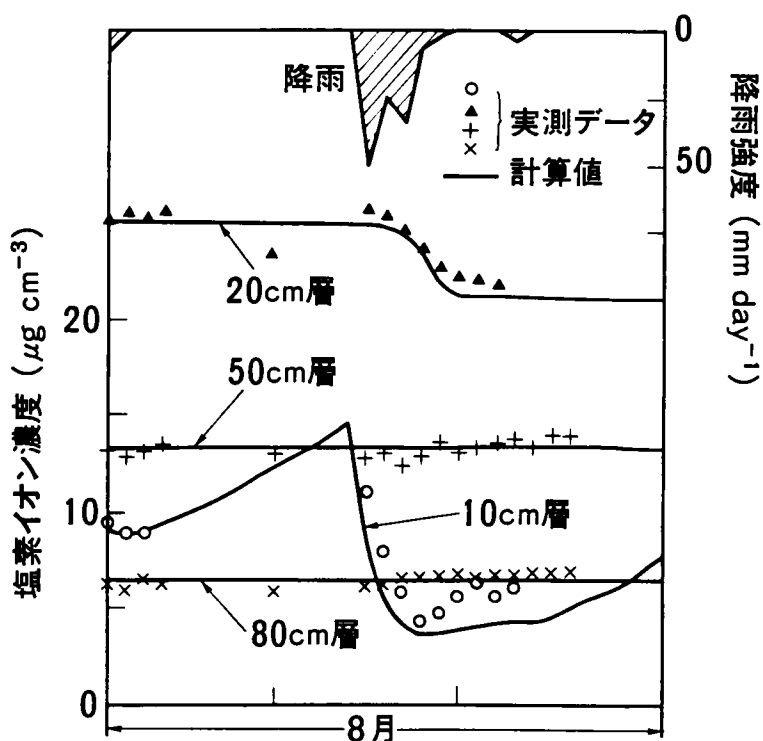


図 5.10 塩素イオン濃度の変化（8月）

吸着能が作土の7倍以上（図5.6 参照）であり、液側濃度の急激な変化を吸収するためである。図5.9 は塩素イオン濃度の鉛直分布の変化を推定したもので、塩素イオンがゆっくり下方に移動するようすが見られる。

図5.8 は実測データに合うようにスケールファクター f を調整することによって、モデルをキャリブレーションした結果である。そこで、モデルをもう少し厳しい条件で検証するため、 f を9月・10月のデータから求めた0.59に固定し、8月の気象データを用いてシミュレーションしたのが図5.10である。図からもわかるように、実測値と計算値の適合度は一応満足できるものであった。8月の前半は雨が降らず暑い日が続いたため、地表からの蒸散量が多く土壌水は上方へ移動している。その結果、塩素イオンは表層に運ばれ

10cm層におけるイオン濃度は豪雨の始まる8月13日まで上昇し続ける。イオン濃度は降雨の開始と同時に急激にさがるが、降雨が終了するとまた徐々に上昇するパターンとなっている。この再上昇の過程ではシミュレーションがやや過小評価のみであるが、その差はあまり大きくない。

シミュレーション結果を基に塩素イオンの収支を計算してみると、8月からの3ヶ月間に18.6kg/haのイオンが作土から下層土に移動している。この量は計算開始日(8月1日)に作土に含まれていた塩素イオンの59.7%に相当する。また、下層土は上の作土からだけではなく、下の1m以深の層からも7.9kg/haの塩素イオンが流入している。これらの数値から、降雨は作土層にある塩素イオンを比較的早く下層に洗い流すが、このイオンがここでいう80cmの下層土をも通過してさらに下に移動するには長い年月が必要であることがわかる。

降雨や蒸散が頻繁に変わる自然条件下で、土壌水中の溶質が移動する速度を精度良く予測することは困難であるが、おおざっぱな目安なら計算が可能である。年間降雨量を1,200mm、蒸散量を600mm、地表流去はないものとする、60cmの水が1年間に土壌に浸透することになり、この量は平均含水率0.5の土柱に換算すると120cmである。土壌に吸着する物質の移動は水や非吸着性の物質より遅くなる。含水率が一定である定常の流れ場では、この遅れの程度を次式で定義される溶質遅延ファクター (Solution Retardation Factor) で評価できる(井上・赤木, 1971; Selim and Mansell, 1976; 堀内ら, 1986)。

$$R = 1 + k_{ad} S / W \quad (5.5.5)$$

ここに、

R : 溶質遅延ファクター

S : 土壌の見掛け密度 (g/cm^3)

W : 体積含水率 (cm^3/cm^3)

k_{ad} : 吸着に関する分配係数 (cm^3/g)

$S = 0.7$ 、 $W = 0.5$ とし、 k_{ad} として作土のフィールドでの分配係数0.43 (式 (5.5.3) の線形係数、スケールファクター0.59と式 (5.5.1) の係数0.73の積) を採用すると $R = 1.60$ となる。この遅延ファクター R は土壌内での水分と溶質の移動速度比であるから、1年間に水分が120cm移動するとき溶質は75.0cm移動し、3ヶ月では18.8cm移動する。

下層土についても、 $W = 0.6$ 、 $k_{ad} = 3.19$ (式 (5.5.4) の線形係数、スケールファクター0.59と式 (5.5.2) の係数5.41の積) として同様の計算をすると、遅延ファクター R は4.72となる。この場合、1年間の水移動が100cmであるから、塩素イオンの移動速度は21.2cm/year となり、ここでいう80cmの下層土を通過するのに約4年かかることになる。

5. 6 硝酸イオン生成速度の推定

一般論的にいうならば、土壌の諸性質や種々の反応に関する動力学の情報が入手可能であるなら、5. 3で説明した数学モデルはどんな水質項目にも適用可能あり、その挙動を予測することができる。しかし、そのような情報を事前に完全に得られることはむしろ稀である。とくに、フィールド条件下での土壌システムでは気象の変動や各種の微生物反応が並行しており、未知の要素や不確定な要因の方が多い。フィールドでの研究でモデルが有効な今一つの分野は、未知もしくは測定不可能な状態量を既知または測定可能なデータから定量的に推定する研究である。

図5.11 (Frissel et al, 1980) は土壌中での窒素の主な挙動を模式図にしたものである。これ以外にも、アンモニア態と硝酸態の中間体として亜硝

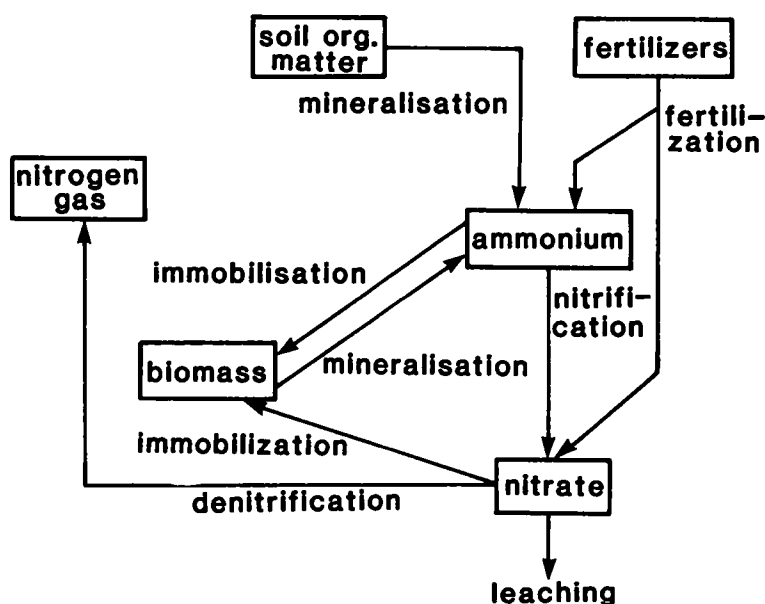


図 5.11 土壌中の窒素の挙動 (Frissel et al., 1980)

酸態が存在するし、大気へは N_2 のほかに N_2O 、 NH_3 などの形でも揮散していく。さらに、植栽のある区域では植物吸収などもあり、実際はもう少し複雑な挙動をしている。窒素の循環に関しては他の元素に比べ、比較的解明されている方であるが、定量的なレベルでいうならば分からない部分も多い。

図からもわかるように土壌系から流出するときの窒素の主形態は硝酸イオンである。硝酸イオンは植物栄養としては重要な存在であるが、湖沼等に多量に混入すると富栄養化を誘因し、被害をもたらす。また、硝酸イオンは飲料水としても好ましくなく、日本の飲料水基準では 10mg/l 以下と規制されている。

フィールドにおける硝酸イオン濃度の変化は、生成・消滅、吸・脱着、流動による移動等の現象が重合した結果であり、イオン濃度のデータから生成・消滅量を直接知るのは困難である。ここでは、モデルを利用しては場にお

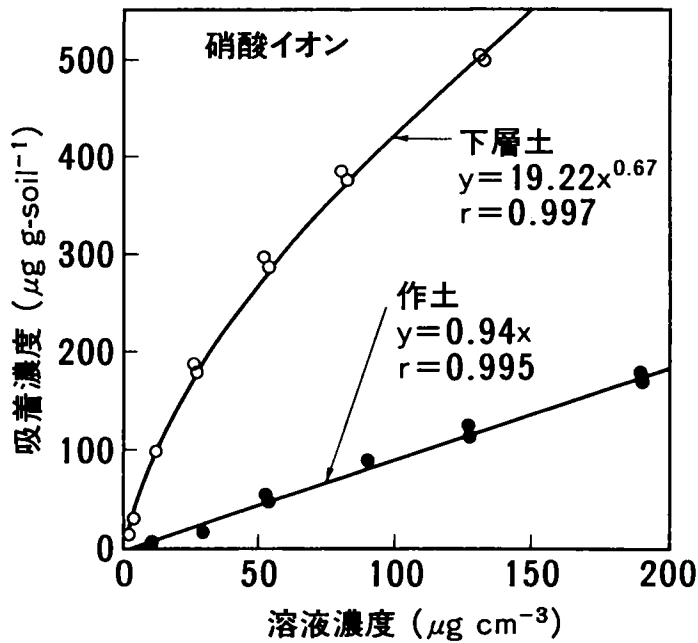


図 5.12 硝酸イオンに対する等温吸着線

ける硝酸イオンの純生成速度（生成速度－消滅速度）の日平均値を時系列として推定する。

5. 6. 1 硝酸イオンに対する等温吸着線

前述のようには場の土壌は火山灰性の土壌でありアロフェンを含んでいるため、アニオンである硝酸イオンをも相当量吸着する。図5.12は塩素イオンと同様の方法で回分実験によって求めた硝酸イオンの等温吸着関係である。作土に対する線形近似式は最小二乗法により、

$$y_u = 0.94 x_u \quad (5.6.1)$$

となる。同様に、下層土に対してはデータの分布を考慮してFreundlich型の

吸着式を仮定すると次式が得られる。

$$y_L = 19.22 x_L^{0.67} \quad (5.6.2)$$

ここに、 x と y はそれぞれ液相側の濃度と固相側の濃度を表わし、添字の U と L はそれぞれ作土と下層土を意味する。両式とも実測データとの相関係数は0.99以上であった。式(5.6.1)と式(5.6.2)が第4章で求めた等温吸着式と異なるのは、近似に用いたデータの濃度範囲の違いである。フィールドデータのシミュレーションでは、これらの式に前節で求めたスケールファクター($f=0.59$)を掛けて使用した。

5. 6. 2 純生成速度の推定とシミュレーション結果

図5.11にもあるように土壌内では窒素は微生物活動によって形態を変えながら循環している。従って、たとえ汚泥施用から2ヶ月経過していても、塩素イオンのシミュレーションの時のように、式(5.3.7)、式(5.3.8)に含まれる生成・消滅項 Q_{ij} を0に設定することはできない。

窒素の態変化による硝酸イオンの生成が濃度パターンにどの程度影響するかを見るため、 $Q_{ij}=0$ として深さ10cm層についてシミュレーションした結果が図5.13と図5.14である。ただし、本章における硝酸イオン量はすべて窒素量表示である。図中の波線は、データを滑らかにしかつ欠測データを補う目的で、三次のスプライン法(De Boor, 1978)によって実測データを平滑内挿したものである。10月上旬を除けばシミュレーション全般にわたって、実測濃度の方が計算濃度より高い。特に、8月下旬の実測濃度と計算濃度の差は大きく、硝酸イオンの生成を無視した誤差が集積した結果であろう。なお、図5.13と図5.14は別のシミュレーションであり、それぞれに計算開始日の実測値をもとに初期値を与えて計算しているため、図5.13の最後と図5.14

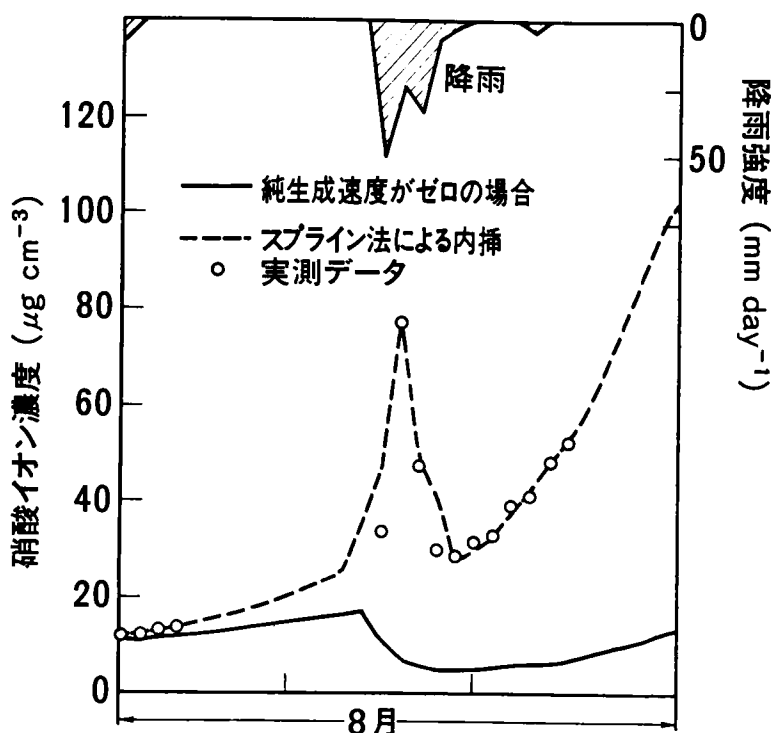


図 5.13 純生成速度をゼロとした場合の深さ10cm層における硝酸イオン濃度の変化（8月）

の最初では同じ時刻であるが計算濃度が異なる。

他の態の窒素が硝酸イオンに変わったためこれらの差が生じたとみなし、この硝酸イオン生成速度をシミュレーションによって推定したのが図5.15と図5.16である。図5.15（8月）が典型的に示すように、生成速度は降雨によって急激に上昇し、その後一旦下降したのち再び徐々に上昇する。このパターンは8月ほど顕著ではないが、9月・10月の図5.16でも見られる。

硝酸イオンの生成速度が、前節で求めたスケールファクター f の増減に、どのように影響されるかをみたのが図5.15中の細線と点線である。 f の増加に伴い生成速度の経時変化が拡大され、 f が減少するとその逆になる。しか

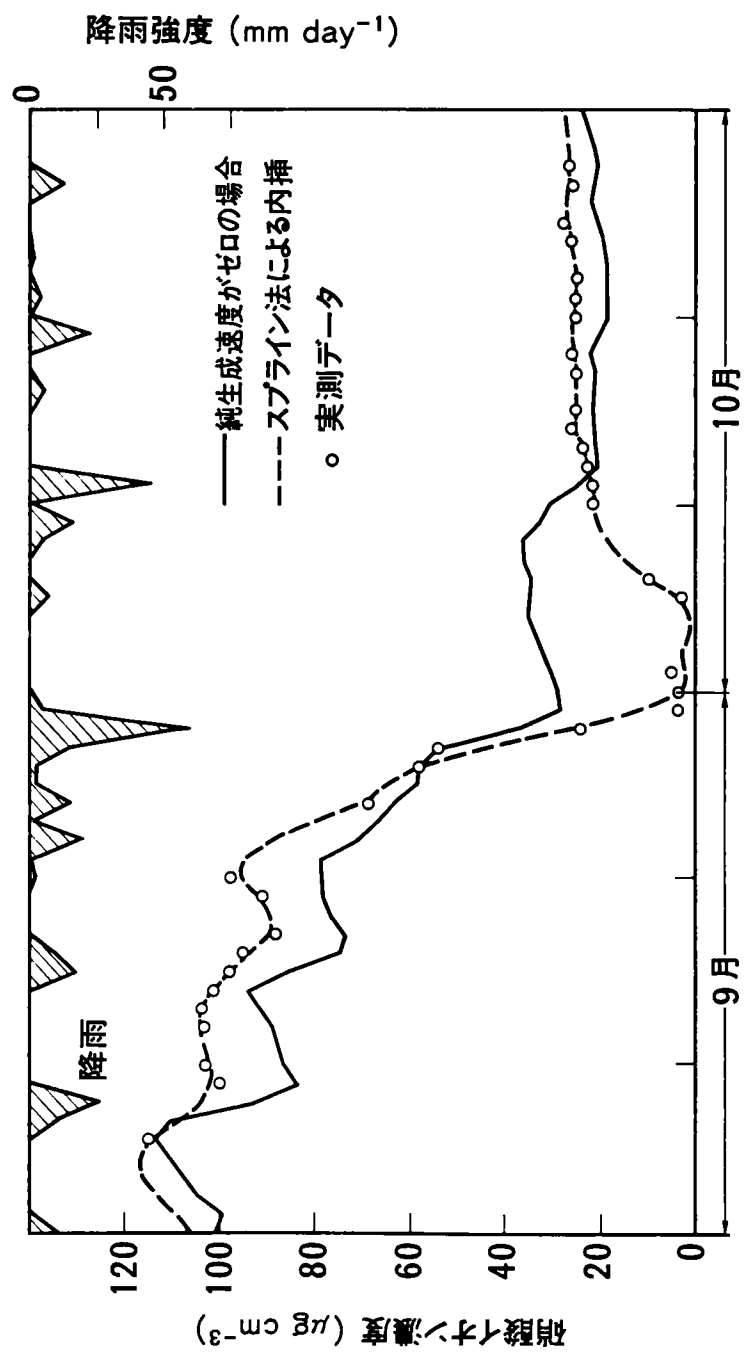


図 5.14 純生成速度をゼロとした場合の深さ10cm層における硝酸イオン濃度の変化 (9・10月)

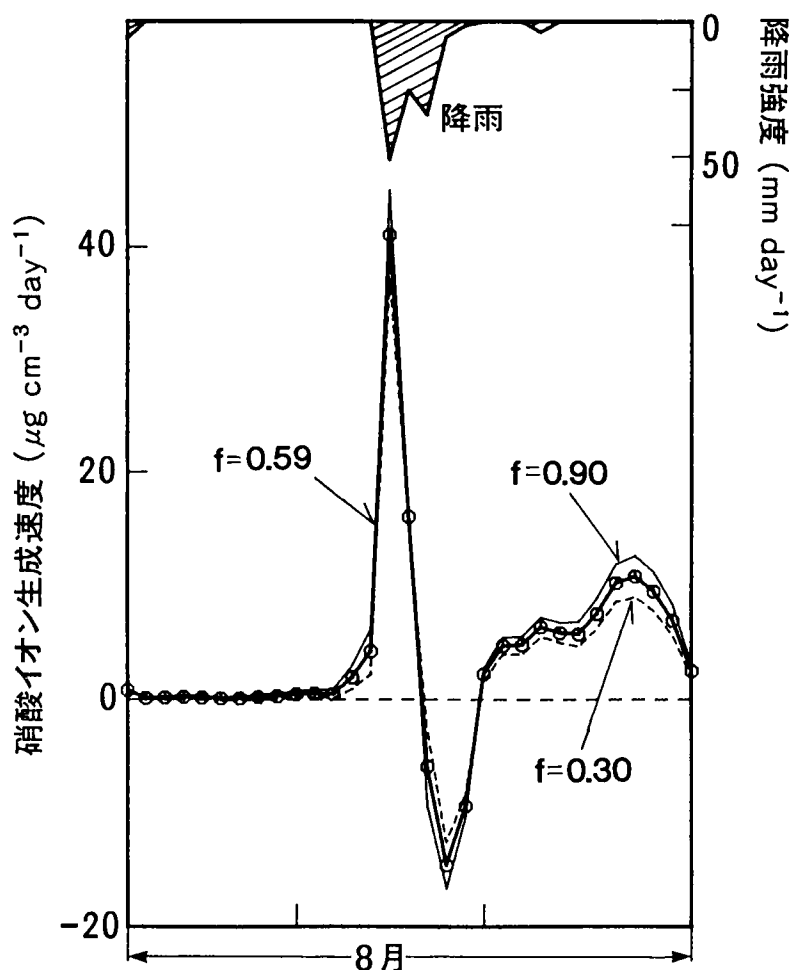


図 5.15 は場の表層10cmにおける硝酸イオンの純生成速度（8月）

し、 f の値を約50%増減させたにもかかわらずその影響は比較的小さい。

硝酸イオン生成の過程は微生物（硝化菌）によって担われており、この微生物の活性は温度とともに土壤水分量によっても影響される。Stanford and Epstein (1974) の実験によると土壤水分がは場容水量（Field Capacity, $pF 1.8$ ）に致るまでは、水分量増加とともに硝化過程が促進され、それより水分が増加すると嫌氣的雰囲気になり硝化過程は抑制される。通常の降雨で

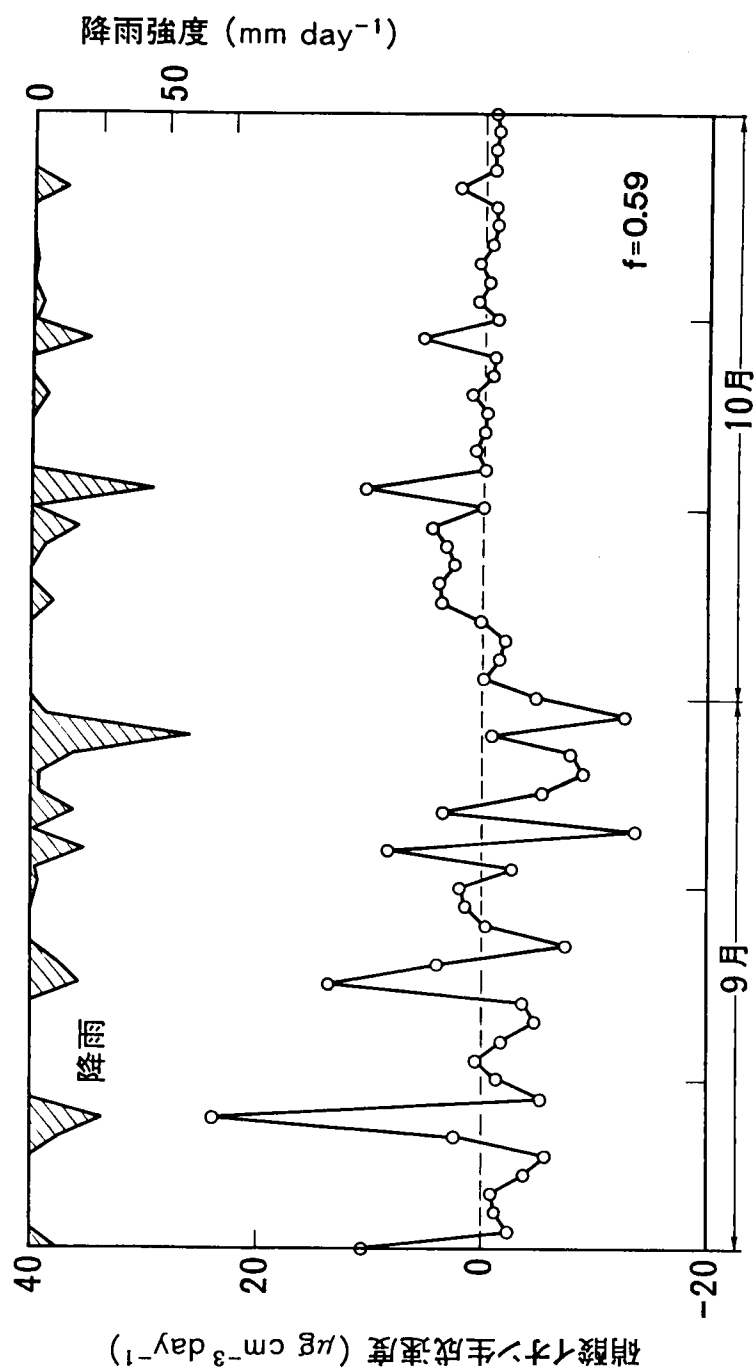


図 5.16 は場の表層10cmにおける硝酸イオンの純生成速度 (9・10月)

は、フィールドにおいては場容水量を越えることは少なく、硝化菌の活性は降雨によって増加すると思われるが、同時に基質 ($\text{NH}_4\text{-N}$) の減少、脱窒菌などの微生物増加も伴うであろう。また、降雨は微生物そのものをも洗い流す効果がある。図5.15に見られるような硝酸イオン生成速度の変化パターンはこのような効果の重合であり、パターンを説明する一つの解釈として以下のように考えることもできる。

「乾燥した土壌に雨が降ると、初期には表層に水分が滞留し硝化菌の活性も増大するが、さらに降雨が続くと下層への水分流が生じ活性化した硝化菌も同時に流出する。その結果、表層土壌の硝化菌総活性量は一時的に減少することになる。降雨が停止すると水分流も徐々になくなり下層への硝化菌の流出も停止し、総活性量は再び増加しはじめる。」

久保井ら (1986) は、屋内ライシメータ実験で CO_2 の発生量によって微生物の活性量を測定したとき、ここで推定した硝酸イオン生成速度と同様の経時変化パターンを観察している。

推定した純生成速度をもとに硝酸イオンの月間生成量を求めると、8月、9月、10月ではそれぞれ114.8、-23.4、26.4 Kg/haとなった。汚泥の施用量が15t/haでその窒素含有量が3.50% (表5.1参照) であるから、汚泥による窒素の総負荷量は525Kg/haであり、各月の生成量は汚泥を起源とする窒素のそれぞれ21.9、-4.5、5.0 %に相当する。8月の高い生成量は、気温や降雨が硝化反応に適していたのと同時に、汚泥に含まれていた有機物がまだ分解中で、硝化反応の基質であるアンモニア態窒素が多量に存在していたためであろう。9月の生成量が負になっているのは脱窒や微生物の吸収速度が硝化速度を上回っていたことを意味する。

なお、ここで求めた硝酸イオンの純生成速度は気温との相関が-0.28、降雨量とは0.21と共に低い。また、両者の重相関係数をとっても0.32とあまり

高くならなかった。

図5.11の窒素循環からも分かるようにアンモニア態窒素は硝酸態窒素の前駆体であり、もし土壌中のアンモニア態窒素をフィールドを攪乱することなく測定できるならば、硝酸イオンの生成速度についてももっと直接的にかつ精度良く推定出来るであろう。しかし、アンモニア態窒素は溶解度が低く、その大半が固相に吸着蓄積されるため、通常は土のコア・サンプルによって測定される。従って、土壌を攪乱することなくアンモニア態窒素を頻繁に測定することはほぼ不可能である。ここでの推定方法は間接的であり、今のところ精度的にも問題を有すと思われるが、上記のような状況を考慮すると有効な方法と言える。

5. 7 要約

扱い易い離散型の数学モデルによって、土壌水及びその溶質の挙動を記述し、表層10cmに下水汚泥が施用されている試験ほ場の地表から1mの水不飽和土壌に適用した。

水収支モデル（流動モデル）については第3章でも検討しているが、ここでは空間及び時間の離散化幅を変えてほ場に適用した。そのシミュレーション結果は第3章で得られたものと大差なかった。従って、本ほ場での場合、不飽和透水係数の推定によるモデル・キャリブレーションを一度行くと、これらの計算条件が多少変更されても、そのまま援用できることがわかった。しかし、これを一般的結論とするには、さらに多くの例について検討する必要がある。

モデルが簡易であるにもかかわらず、塩素イオン濃度のシミュレーション結果はほ場での実測データと良く一致した。塩素イオンは本ほ場の表層20cmの作土を比較的速やかに通過するが、その下の80cmの下層土を通過するには

長い時間を要することや、ほ場での土壌による塩素イオンの吸着能は、通常行われるフラスコ振とう実験によって求めた吸着能の約60%であることが、このシミュレーションから分かった。

ほ場における硝酸イオンの純生成速度を日平均値の時系列としてモデルシミュレーションによって推定した。純生成速度の降雨に対する応答は、初期に急上昇したのち一旦下降し、降雨終了とともに再び徐々に上昇するという典型的なパターンを示した。また、この生成速度と気温や降雨量との相関係数は0.2~0.3と低いこともわかった。土壌中の窒素の挙動を計測のみによって明らかにするには、アンモニア態窒素や有機態窒素の測定のため土壌のサンプルコアが必要となりフィールドを攪乱せざるを得ない。フィールドを自然のままに維持した条件下で土壌中の窒素の挙動を推定する方法として、モデルシミュレーションは有効な一手法であることがわかった。

記号説明

アルファベット

- a : 不飽和透水係数の算定式 (5.4.3) に含まれるパラメータ
- b : 不飽和透水係数の算定式 (5.4.3) に含まれるパラメータ
- E_j : 時刻 j における蒸散強度, cm/day
- f : 等温吸着式に関するスケールファクター
- F_{ij} : 時刻 j における層 i から層 i+1 への浸透流束, cm/day
- h_{ij} : 時刻 j における層 i の土壌水の吸引水頭, cm
- h_L : 下層土の吸引水頭, cm
- h_U : 作土の吸引水頭, cm
- H_{ij} : 時刻 j における層 i の土壌水の全水頭, cm

i : 層に関する添字

j : 時刻に関する添字

k_{ad} : 吸着に関する分配係数, $\text{cm}^3/\text{g-soil}$

k_i : 層 i の不飽和透水係数, cm/day

k_L : 下層土の不飽和透水係数, cm/day

k_U : 作土の不飽和透水係数, cm/day

K_i : 層 i と層 $i+1$ の境界における不飽和透水係数, cm/day

L : 層の厚さ, 10cm

n : 層の総数

P_j : 時刻 j における降雨強度, cm/day

Q_{ij} : 時刻 j 層 i における単位体積当たりの溶質の生成消滅速度,
 $\mu\text{g}/\text{cm}^3/\text{day}$

R : 浸透過程における溶質遅延ファクター

R_j : 全日射量, $\text{cal}/\text{cm}^2/\text{day}$

S : 土壌の見掛け比重, $\text{g-soil}/\text{cm}^3$

S_i : 層 i の土壌の見掛け比重, $\text{g-soil}/\text{cm}^3$

W : 土壌の体積含水率, cm^3/cm^3

W_{ij} : 時刻 j における層 i の土壌の体積含水率, cm^3/cm^3

x_L : 下層土による吸着実験の液相側の溶質濃度, $\mu\text{g}/\text{cm}^3$

x_U : 作土による吸着実験の液相側の溶質濃度, $\mu\text{g}/\text{cm}^3$

X_{ij} : 時刻 j における層 i の土壌水に含まれる溶質の濃度, $\mu\text{g}/\text{cm}^3$

X_{ij}^* : 式 (5.3.9) で定義される溶質の濃度, $\mu\text{g}/\text{cm}^3$

y_L : 下層土による吸着実験の固相側の溶質濃度, $\mu\text{g}/\text{g-soil}$

y_U : 作土による吸着実験の固相側の溶質濃度, $\mu\text{g}/\text{g-soil}$

Y_{ij} : 時刻 j における層 i の土に吸着されている溶質の濃度,

μg/g-soil

ギリシャ文字

Δt : 時間の刻み幅, day

参考文献

- 1) Bolt, G.H. and M.G.M. Bruggenwert (1978) : Soil Chemistry,
A: Basic Elements (Second Revised Edition). Elsevier,
Amsterdam. 岩田ら訳 (1980), 土壌の化学. 学会出版センター,
東京, 309p.
- 2) Campbell, S.G. (1974) : A simple method for determining unsatu-
rated conductivity from moisture retention data. Soil Sci.,
1171, 311-314.
- 3) De Boor, C. (1978) : A Practical Guide to Splines. Springer,
New York, N.Y., 392p.
- 4) Duffy, J., C. Chung, C. Boast and M. Franklin (1975) : A simu-
lation model of biophysiochemical transformations of nitrogen in
tile-drained corn belt soil. J. Envir. Qual. 4, 477-486.
- 5) Frissel, M.J., J.A. van Veen and G.J. Kolenbrander (1980) : The
use of submodels in the simulation of nitrogen transformations
in soils. In: Agrochemicals in Soils., Banin A. and U. Kafkafi
(eds.), International Irrigation Information Center, Israel,
253-265.
- 6) 服部重昭 (1978) : 流出過程における不飽和水分流動の研究. II: 不飽
和透水係数の推定. 日本林学会誌, 60, 290-297.

- 7) 堀内将人・井上頼輝・森澤真輔 (1986) : 降雨-蒸発サイクル下での収着性物質の通気層内移動に関する数値シミュレーション-非平衡収脱着反応が物質移動に及ぼす影響-. 衛生工学研究論文集, 22, 23-34.
- 8) 井上頼輝・赤木文行 (1971) : 地下通気層における放射性核種の挙動について. 第26回土木学会年次学術講演会講演集, 633-634.
- 9) 笠倉賢治 (1983) : 不飽和浸透下におけるリンの吸着モデルに関する実験的研究. 筑波大学修士論文.
- 10) 古藤田一雄 (1980) : ライシメータ蒸発散量とエネルギー収支法による蒸発散量の比較. 筑波大学水理実験センター報告, No.4, 1-9.
- 11) 久保井徹・陽捷行・藤井國博・福士定雄 (1986) : 下水汚泥施用土壤からのガス発生, I : 火山灰畑土壤. 国立公害研究所研究報告, 第94号, 63-78.
- 12) 松岡譲 (1984) : ボックスモデルに関する二、三の検討. 水質汚濁研究, 7, 644-647.
- 13) 村岡浩爾・福島武彦 (1983) : ボックスモデルを用いた水質予測方式に関する研究. 土木学会論文報告集, 336, 85-94.
- 14) Nielsen, D.R., J.W. Biggar and K.T. Erh (1973) : Spatial variability of field-measured soil-water properties. *Hilgardia*, 42, 215-259.
- 15) Novotny, V., H. Tran, G.V. Simsman and G. Chesters (1978) : Mathematical modeling of land runoff contaminated by phosphorus. *WPCF*, 50, 101-112.
- 16) O'Connor, G.A., P.J. Wierenga, H.H. Cheng and K.G. Doxtader (1980) : Movement of 2,4,5-T through large soil columns. *Soil Sci.*, 130, 157-162.

- 17) Overman, A.R., B.R. McMahon, R.L. Chu and F.C. Wang (1980) :
Cation transport in packed bed reactor of soil. Proc. ASCE,
106(E2), 267-277.
- 18) Prevot, L., R. Bernard, O. Taconet, D. Vidal-Madjar and J.L.
Thony (1984) : Evaporation from a bare soil evaluated using
a soil water transfer model and remotely sensed surface soil
moisture data. Water Resour. Res., 20, 311-316.
- 19) Selim, H.M. and I.K. Iskandar (1981) : Modeling nitrogen trans-
port and transformations in soils, I: Theoretical considera-
tions. Soil Sci., 131, 233-241.
- 20) Selim, H.M. and R.S. Mansell (1976) : Analytical solution of the
equation for transport of reactive solute through soils. Water
Resour. Res., 12, 528-532.
- 21) Selim, H.M., R.S. Mansell and A. Elzeftawy (1976) : Distribution
of 2,4-D and water in soil during infiltration and redistribu-
tion. Soil Sci., 121, 176-183.
- 22) Stanford, G. and E. Epstein (1974) : Nitrogen mineralization
water relations in soils. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 38,
103-107.
- 23) 高井康雄・三好洋 (1977) : 土壤通論. 朝倉書店, 東京, 229 p.
- 24) Technicon Instruments Corp. (1974) : Chloride in water and waste
water. Technicon Industrial Method No.99-70W/B.
- 25) Technicon Instruments Corp. (1975) : T.O.N./nitrite in water and
waste water. Technicon Industrial Method No.186-75E/Pro-
visional.

- 26) Wierenga, P.J. (1977) : Solute distribution profiles computed with steady state and transient water movement models. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 41, 1050-1055.
- 27) 山口武則・藤沼康実 (1984) : 国立公害研究所実験ほ場の土壌および気象に関する調査資料集. 国立公害研究所研究資料, 第26号, 84 p.

第6章 下水汚泥長期連用と植栽に伴う土壌水分と塩素イオンの分布予測

6. 1 緒言

ここでは、水分と塩素イオンの土壌内分布及び浸透量の経年変化を、前章までと同様のモデルによる数値シミュレーションによって予測する。特に、下水汚泥をは場に毎年連用することによって、土壌水の水量・水質分布がどのように変化するか、植物吸収のある場合はどうか、などを中心に比較検討する。

農用地還元は下水汚泥の最終処分法として近年注目されている。しかし、一方では土壌、地上作物、さらには周辺環境（特に地下水系）等への諸影響について懸念されており、下水汚泥の施用量や連用の限界に係わる定量的情報が緊急に求められている。

下水汚泥の農用地還元で最も期待されているのは、農作物の吸収によって諸物質の土壌外流出を極力おさえ、周辺環境を良好に維持し得ることであろう。この点からも、下水汚泥の農用地還元を実施する上で、植物吸収の効果を十分把握することが重要である。

6. 2 設定条件

6. 2. 1 土壌特性

想定したフィールドは国立公害研究所の試験は場で、20cm厚の作土と80cm厚の下層土からなる地表1mの土壌（図5.2 参照）をシミュレーションの対象とした。よって、土壌水分特性曲線、不飽和透水係数、塩素イオンの吸着

特性などの土壌の物理化学的性質は第5章と同じものを用いた。

6. 2. 2 下水汚泥の施用

下水汚泥は年一度6月1日に施用し、乾物重量にして15t/haの割合で表層10cm（第1層）に混入するものとした。この量はここで対象としている試験ほ場において実際に施用している混入量と同じである（第5章参照）。下水汚泥に含まれる塩素量としては同じく国立公害研究所で分析した値である乾物重量比率0.59%（表5.1、広木・久保井，1986）を採用した。すなわち、88.5 kg/haの塩素をほ場に毎年負荷することになる。

6. 2. 3 降雨量と蒸散量

表6.1 は国立公害研究所の所在する筑波研究学園都市内の舘野高層気象台が観測した年間降雨量である。年によってかなりのバラツキはあるが、昭和55年から昭和60年までの6年間の平均はほぼ1,200mm/yearである。本章の数値シミュレーションでは、この1,200mm/yearを中心に数段階の年間降雨量を設定した。

降雨パターンは同気象台で昭和58年6月1日から翌年5月31日までに実際に観測されたものを採用し、それが毎年繰り返されると仮定した。図6.1 は

表 6.1 舘野高層気象台における年間降雨量

	昭和55年	56年	57年	58年	59年	60年	平均
	mm/year						
降雨量	1,317	1,217	1,443	1,302	719	1,270	1,211

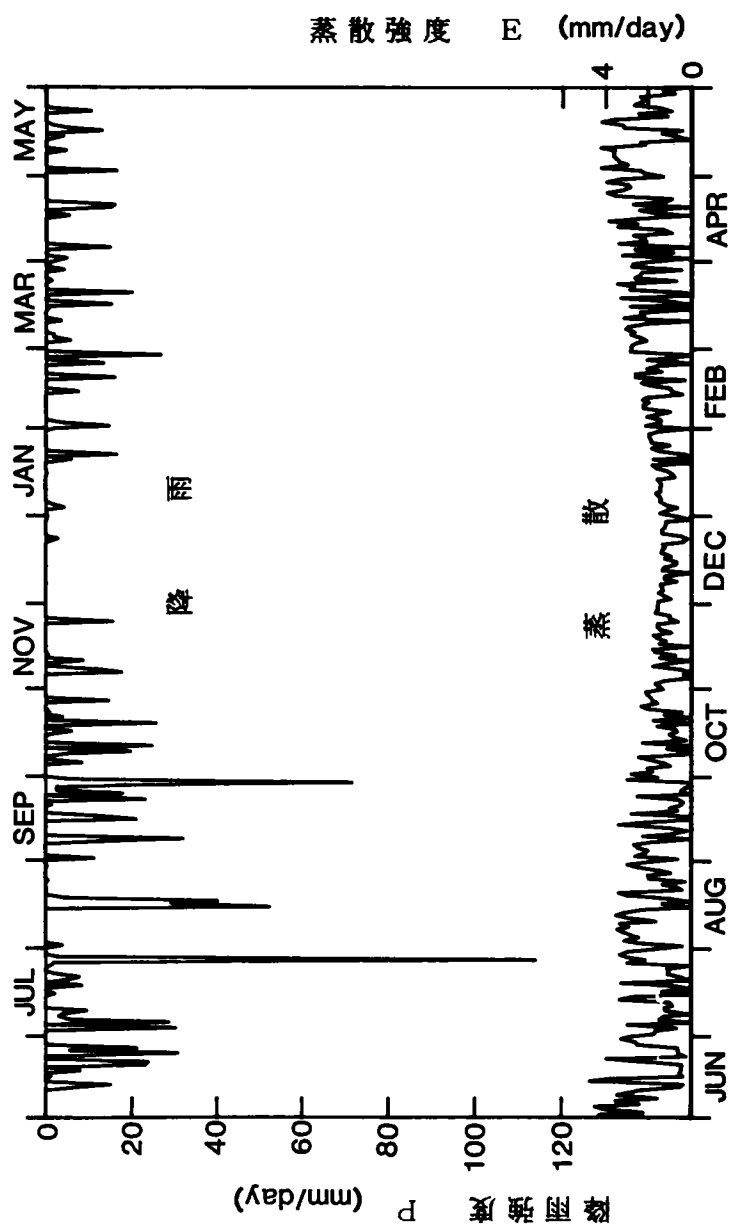


図 6.1 シミュレーションに用いた降雨と蒸散の時系列パターン

実測降雨パターンを線形倍し、年間降雨量が1,200mm/yearとなるように調整したものである。降雨は梅雨時の6・7月と秋の9・10月に多く、12・1月は極端に少ない。

蒸散量は前章までと同様に観測日射量から式(3.3.11)または式(5.3.6)によって推定した。ただし、日射量のデータは降雨パターンと同時期に実測されたものを採用し、年間蒸散量が600mm/yearになるように補正した。採用した蒸散強度の年間経時変化は図6.1に示す。日射量が日々の天候に左右されることから蒸散強度も日変化が大きいのが、図からもわかるように、平均すると冬場の12・1月の蒸散量は比較的少ない。

6. 3 シミュレーションモデル

第5章と同様に表層1mを10cm刻みに10区画に区切り(図5.2参照)、各区画における物質収支をとることによって数式モデルを構築した。

6. 3. 1 水収支モデル

土壌水分の挙動に関するモデルは第3章、第5章で使用したものに植物吸収の項を追加したものと同一である。

第1層の水収支モデルは次のように記述できる。

$$W_{1,j+1} = (P_j - E_j - F_{1j} - A_{1j}) \Delta t / L + W_{1j} \quad (6.3.1)$$

また、第2層以下の第*i*層においては、

$$W_{i,j+1} = (F_{i-1,j} - F_{ij} - A_{ij}) \Delta t / L + W_{ij}; i=2,3,\dots,n \quad (6.3.2)$$

となる。ここに、

W_{ij} : 時刻 j における層 i の体積含水率 (cm^3/cm^3)

F_{ij} : 時刻 j における層 i から層 $i+1$ への浸透流束 (cm/day)

A_{ij} : 時刻 j における層 i での植物による水分吸収速度 (cm/day)

P_j : 時刻 j における降雨強度 (cm/day)

E_j : 時刻 j における蒸散強度 (cm/day)

L : 層の厚さ (cm)

Δt : 時間間隔 (day)

浸透流束 F_{ij} の計算にはダルシー則を適用した。

$$F_{ij} = K_i (h_{i+1,j} - h_{ij} + L) / L \quad (6.3.3)$$

ここに、

h_{ij} : 時刻 j における層 i の吸引水頭 (cm)

K_i : 層 i と層 $i+1$ との境界における透水係数 (cm/day)

層 i と層 $i+1$ の境界での透水係数 K_i については次式で算定した。

$$K_i = 2 k_i k_{i+1} / (k_i + k_{i+1}) \quad (6.3.4)$$

ただし、 k_i は層 i にある土壌のもつ不飽和透水係数 (cm/day) である。実際の計算においては吸引水頭 h_{ij} として式 (5.4.1) と式 (5.4.2) を用い、不飽和透水係数 k_i としては式 (5.4.3) に表 5.2 の上段のパラメータ値を代入して使用した。

6. 3. 2 水質変化モデル

塩素イオンの挙動モデルも第 5 章のモデルとほぼ同様であるが、植物吸収の項を追加した。第 1 層における物質収支式は次式のようにになる。

$$\begin{aligned}
& X_{i,j+1}W_{i,j+1} + Y_{i,j+1}S_i \\
& = (-X_{ij}^*F_{ij} - B_{ij}) \Delta t / L + X_{ij}W_{ij} + Y_{ij}S_i \quad (6.3.5)
\end{aligned}$$

第2層以下の層に対しては、

$$\begin{aligned}
& X_{i,j+1}W_{i,j+1} + Y_{i,j+1}S_i \\
& = (X_{i-1,j}^*F_{i-1,j} - X_{ij}^*F_{ij} - B_{ij}) \Delta t / L \\
& \quad + X_{ij}W_{ij} + Y_{ij}S_i; \quad i=2,3,\dots,n \quad (6.3.6)
\end{aligned}$$

となる。ここに、

W_{ij} : 時刻 j における層 i の体積含水率 (cm^3/cm^3)

F_{ij} : 時刻 j における層 i から層 $i+1$ への浸透流束 (cm/day)

X_{ij} : 時刻 j における層 i の土壌水に含まれる塩素イオンの濃度
($\mu\text{g}/\text{cm}^3$)

Y_{ij} : 時刻 j における層 i の土に吸着されている塩素イオンの濃度
($\mu\text{g}/\text{g-soil}$)

B_{ij} : 時刻 j における層 i での塩素イオンの植物吸収速度
($\mu\text{g}/\text{cm}^2/\text{day}$)

S_i : 層 i の土壌の見掛け比重 ($\text{g-soil}/\text{cm}^3$)

X_{ij}^* は浸透流が上方か下方かによって、上層または下層の塩素イオン濃度となる。すなわち、

$$X_{ij}^* = \begin{cases} X_{ij} & , F_{ij} \geq 0 \text{ のとき} \\ X_{i+1,j} & , F_{ij} < 0 \text{ のとき} \end{cases} \quad (6.3.7)$$

吸・脱着現象は瞬時に終了し液相側濃度 X_{ij} と固相側濃度 Y_{ij} との間に常に平衡関係が成立していると仮定し、等温吸着線には式 (5.5.1) ~ 式 (5.5.4)

を採用した。ただし、スケールファクター（ f ）には前章で推定した値である0.59を採用した。

6. 3. 3 植物吸収モデル

国立公害研究所の試験は場では数種の植物が栽培されているが、ここでは牧草として利用されるイネ科のイタリアンライグラス（Italian ryegrass, 学名：*Lolium multiflorum* Lam.）の場合を検討した。さらに、種蒔きは毎年7月1日、収穫は翌年5月31日と仮定した。

一般に植物は種蒔きから収穫までの期間一様に成長するわけではない。種蒔き後しばらくと収穫直前の成長速度は緩やかで、中間のある時期に急激な成長がみられる。このような成長曲線の一種としてよく使われるものに次のロジスティック曲線（近藤，1974）があり、本章でもこれを使用した。

$$\frac{G(t)}{G_{\infty}} = \frac{1}{1 + \beta \exp(-\alpha t)} \quad (6.3.8)$$

ここに、

$G(t)$: イタリアンライグラスの成長量 (kg/m^2 または $\mu\text{g/cm}^2$)

G_{∞} : イタリアンライグラスの最終成長量 (kg/m^2 または $\mu\text{g/cm}^2$)

t : 種蒔き後の経過日数 (day)

α, β : パラメータ

成長速度 $G'(t)$ は式 (6.3.8) を微分することによって得る。

$$\frac{G'(t)}{G_{\infty}} = \frac{\alpha \beta \exp(-\alpha t)}{\{1 + \beta \exp(-\alpha t)\}^2} \quad (6.3.9)$$

ロジスティック曲線に含まれるパラメータは、1) 5月31日 ($t = 335$)

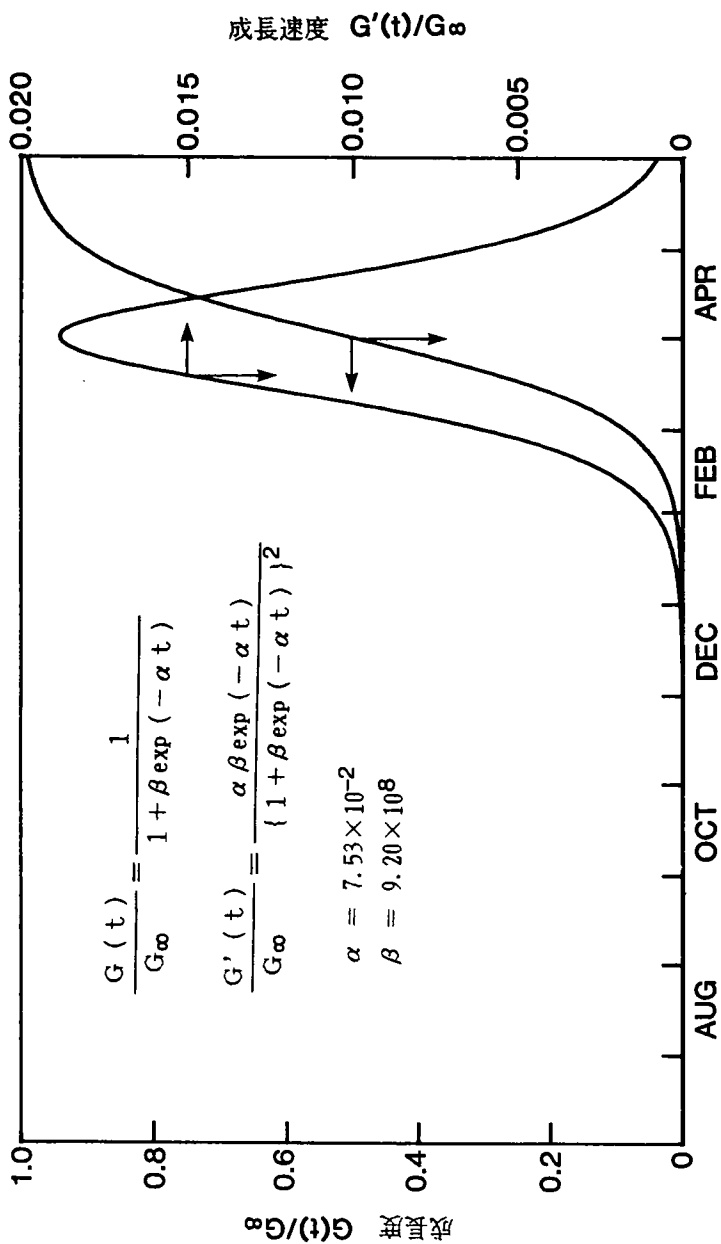


図 6.2 イタリアンライグラスの成長曲線と成長速度

の収穫時の収量は最終成長量の99%である、2) 成長速度は3月31日 ($t = 274$) に最大になる、という仮定条件から求めた。結果は $\alpha = 7.53 \times 10^{-2}$ 、 $\beta = 9.20 \times 10^8$ となった。さらに、最終成長量 G_{∞} は国立公害研究所における実際の収量より 0.50 kg/m^2 (0.050 g/cm^2 , $50,000 \mu\text{g/cm}^2$) と設定した。イタリアンライグラスの成長曲線と成長速度は図6.2 に示した。

植物からの蒸散量と植物の乾物生産量の比である蒸散係数 R_t は、植物種によってほぼ一定であることが知られている (塩谷・田中, 1977)。そこで土壌からの水分吸収速度は、イタリアンライグラスの成長速度に比例するとし、さらに根部は表層20cm (第1層と第2層) に均一に分布していると仮定した。よって、各層の水分吸収速度 A_{ij} は以下ようになる。

$$A_{ij} = \begin{cases} 0.5 R_t \cdot G'(t_j), & i = 1, 2 \text{ のとき} \\ 0, & i \geq 3 \text{ のとき} \end{cases} \quad (6.3.10)$$

ここに、 t_j は離散時刻 j に対応する種蒔き後の経過日数である。さらに、蒸散係数 R_t は文献 (Slavik, 1974; Fitter and Hay, 1981) より、 $630 \text{ g-water/g-dry-matter}$ とした。収量を最終成長量の99%としたことにより、水分の年間植物吸収量は312mm となる。

塩素イオンの吸収速度についても、水分と同様にイタリアンライグラスの成長速度に比例するとし、各層の塩素イオン吸収速度 B_{ij} は次のように定めた。

$$B_{ij} = \begin{cases} 0.5 R_c \cdot G'(t_j), & i = 1, 2 \text{ のとき} \\ 0, & i \geq 3 \text{ のとき} \end{cases} \quad (6.3.11)$$

比例定数 R_c はイタリアンライグラスの塩素含量である。塩素含量は植物の部位によって異なるが、国立公害研究所で収穫したイタリアンライグラスの

平均塩素含量は乾物重量比率で約1%であった。この数値をここでも使用した。従って、土壤中の塩素イオンが植物によって吸収される量は $495\mu\text{g}/\text{cm}^2\cdot\text{year}$ となり、一回の施用汚泥に含まれる塩素量 $885\mu\text{g}/\text{cm}^2\cdot\text{year}$ の56%に相当する。もし最終成長量が1.5倍になれば84%相当が吸収され、約1.8倍になれば施用量と吸収量がバランスする。イネなど通常の作物では最終成長量がここでの値の2倍に相当する $1.0\text{kg}/\text{m}^2$ を越える場合が多い（久保井・広木, 1986）。

6. 4 植物吸収のない場合（裸地区）

まず初めに、下水汚泥は毎年施用するが、植物を栽培しない場合について

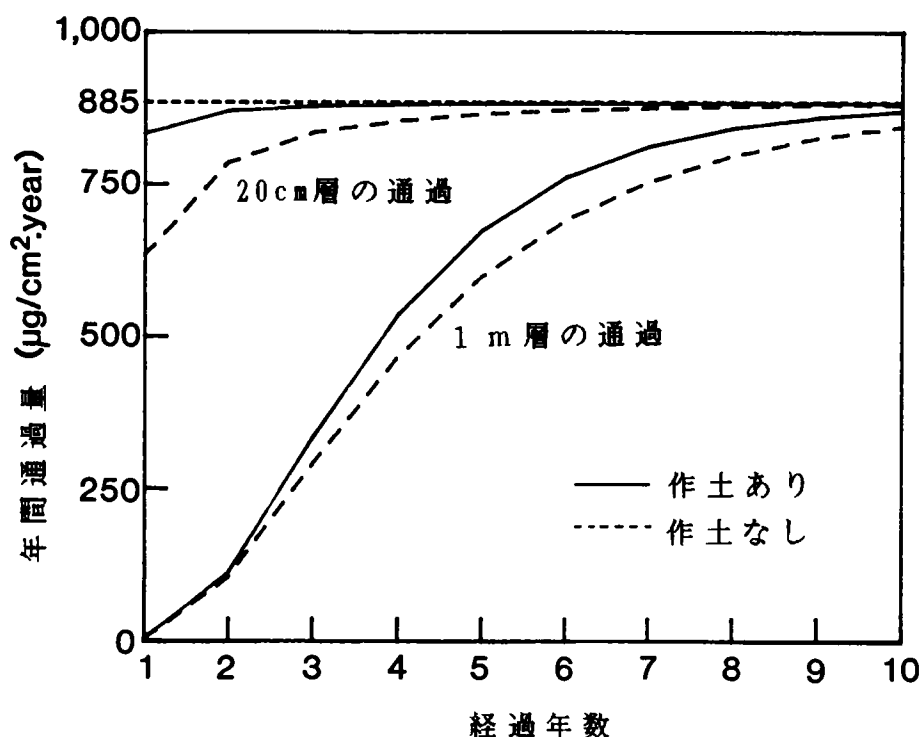


図 6.3 20cm層と1m層を通過する塩素量の経年変化
但し、降雨量は $1,200\text{mm}/\text{year}$.

シミュレーションを試みた。シミュレーション開始時には土壤中に塩素イオンは含まれておらず、さらに初期土壌水分分布は平衡含水率分布（第3章参照）であると仮定した。

図6.3 に20cm層と100cm層を一年間に通過する塩素イオン量の経年変化を示した。破線は上層20cmの作土が下層と同じ土壌に置換わった場合の通過量で、点線で示した $885\mu\text{g}/\text{cm}^2\cdot\text{year}$ は下水汚泥として一年間に土壌に混入した塩素量である。ただし、年間降雨量は $1,200\text{mm}$ とした。

作土層を通過する塩素イオン量は初年度より塩素混入量の95%にも達し、

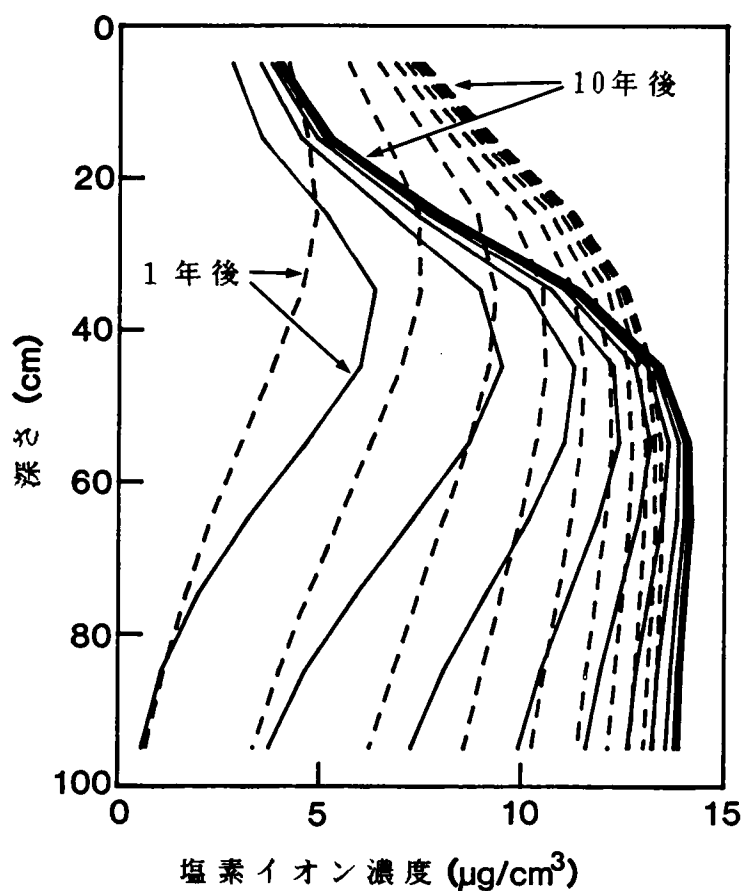


図 6.4 土壌水中の塩素イオン濃度分布の経年変化
但し、実線：作土あり、破線：作土なし。

3年後にはその年の混入量のほぼ100%通過する。作土層が無い場合（下層土に置換する場合）、この迅速な塩素イオンの移動は幾分やわらぐが、5年後にはやはり100%近く通過する状態となる。これらのことから上層20cmについては、そこが作土であれば3年後に、下層土と同じ土壌であれば5年後に、塩素の混入量と浸透通過量がほぼバランスし平衡状態になる。

1m層の塩素イオンの通過に関しては、作土の影響は小さく、その差は5・6年後に最大の5%程度となる。図から10年後に上層1m全体がほぼ平衡状態になることがわかる。

土壌水の塩素イオン濃度分布の変化は図6.4に示した。汚泥連用の年数が増加するとともに濃度分布は一定の平衡分布に収束してゆく。この平衡濃度分布に対する作土の有無の影響は地表から40cmぐらいまでが大きく、それ以下では比較的小さい。図6.5は試験ほ場における塩素イオン濃度の実測値で

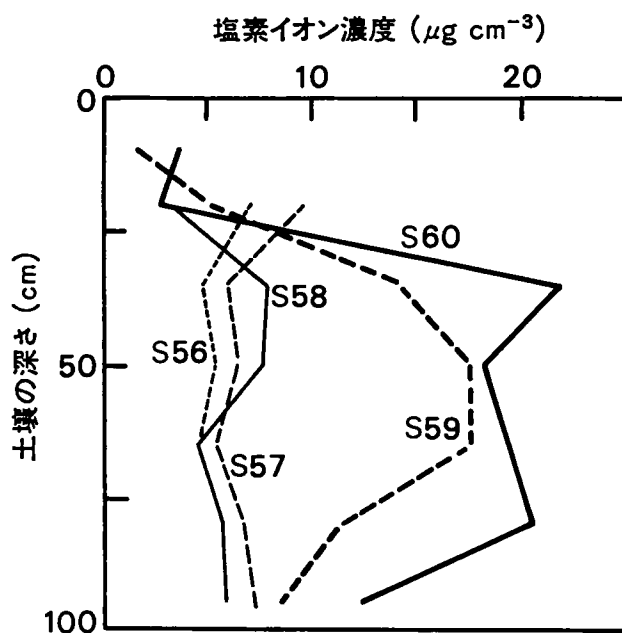


図 6.5 ほ場において毎年6月に測定した土壌溶液中の塩素イオン濃度

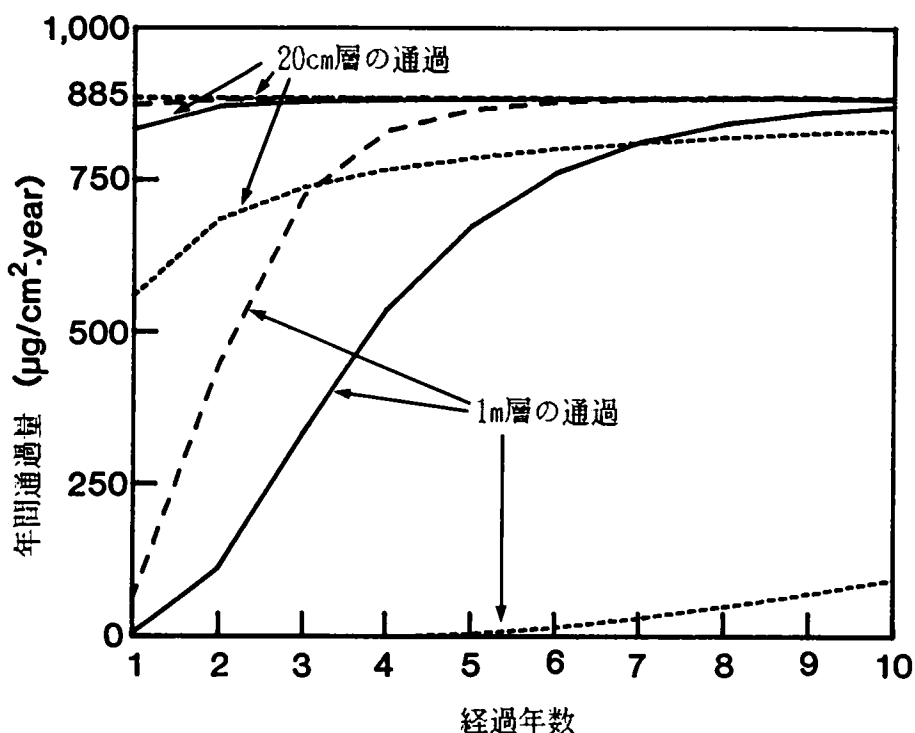


図 6.6 20cm層と1m層を通過する塩素量の経年変化
但し、降雨量は600（点線）、1,200（実線）、1,800（破線）
mm/year.

図6.4の実線に対応するものである。シミュレーションでは、典型的な降雨・蒸散を毎年繰返していること、初期濃度を0としていることなど、実際のフィールドの条件とは著しく異なり、定量的な比較・評価は困難であるが、両者のパターンや数値は類似している。

降雨量を600、1,200、1,800mm/yearの3段階に変化させて計算した時の塩素イオン通過量を図6.6に示す。1,200mm/yearは筑波研究学園都市周辺の標準的降雨量であり、600mm/yearと1,800mm/yearはその0.5倍と1.5倍に相当する。また、降雨量600mm/yearは年間蒸散量と同量であり、この場合、実質的な土壌浸透水量はゼロとなる。

年間平均すると蒸散量と釣り合っている降雨量600mm/yearの場合でも、表層10cmに混入された塩素の大半は作土層を通過し下層土に到達する。汚泥の連用を開始して5年以上経過すると、塩素イオンは1m層よりさらに深く浸透し始める。これは、非定常な降雨と蒸散により、土壤水が絶えず上下に移動し混合拡散しているためと思われる。降雨量が1,800mm/yearのときには、標準的な1,200mm/yearのときより、塩素イオンの移動は一段と加速され、作土層では初年度から1m層では5年後から、塩素イオンの通過量が下水汚泥として混入された量とほぼ等しくなり平衡状態となる。

図6.7 は丸10年後、すなわち11回目の汚泥施用直前の土壤水の塩素イオン

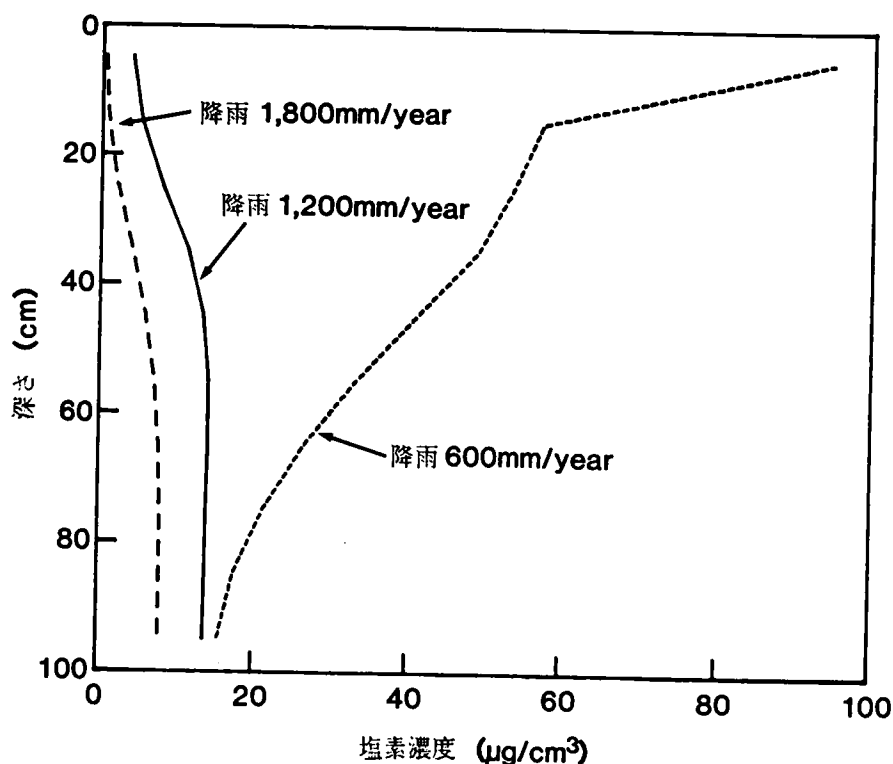


図 6.7 下水汚泥連用10年後の土壤水中の塩素イオン濃度の分布
但し、降雨量は600 (点線)、1,200 (実線)、1,800 (破線)
mm/year.

濃度分布である。降雨量600mm/yearの場合、塩素イオンは下層土深く浸透しているが、やはりその大半は上部の作土に停滞している。また、降雨量が蒸散量より多い他の二つの場合は、下層になるに従って塩素イオン濃度が増加するが、600mm/yearの場合は逆に上層になるほど高濃度となり、最上層では濃度が $100\text{ }\mu\text{g}/\text{cm}^3$ 近くに達する。この濃度は降雨量1,200mm/yearの場合の20倍以上である。

図6.8 は降雨が1,200mm/yearの条件で下水汚泥の施用を3年、5年、10年と続けたのち施用を中止し、その後、塩素イオンが降雨により洗い流される過程をシミュレーションしたものである。施用中止直後の濃度分布は、上層

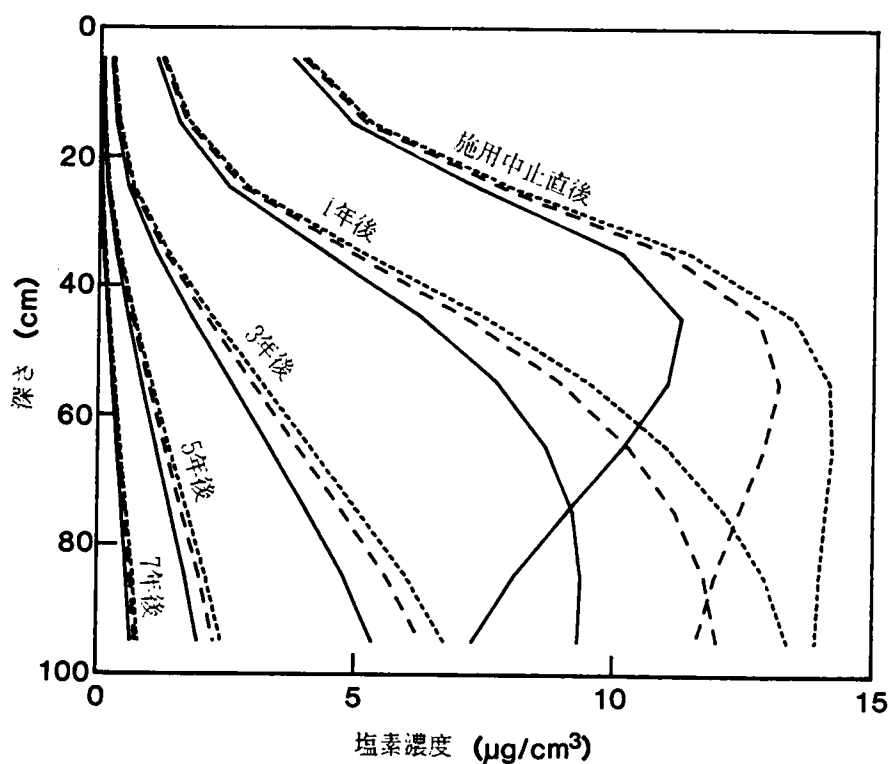


図 6.8 下水汚泥の連用を中止した後の塩素イオン濃度の変化
但し、降雨量は1,200mm/year.
連用期間は3年（実線）、5年（破線）、10年（点線）。

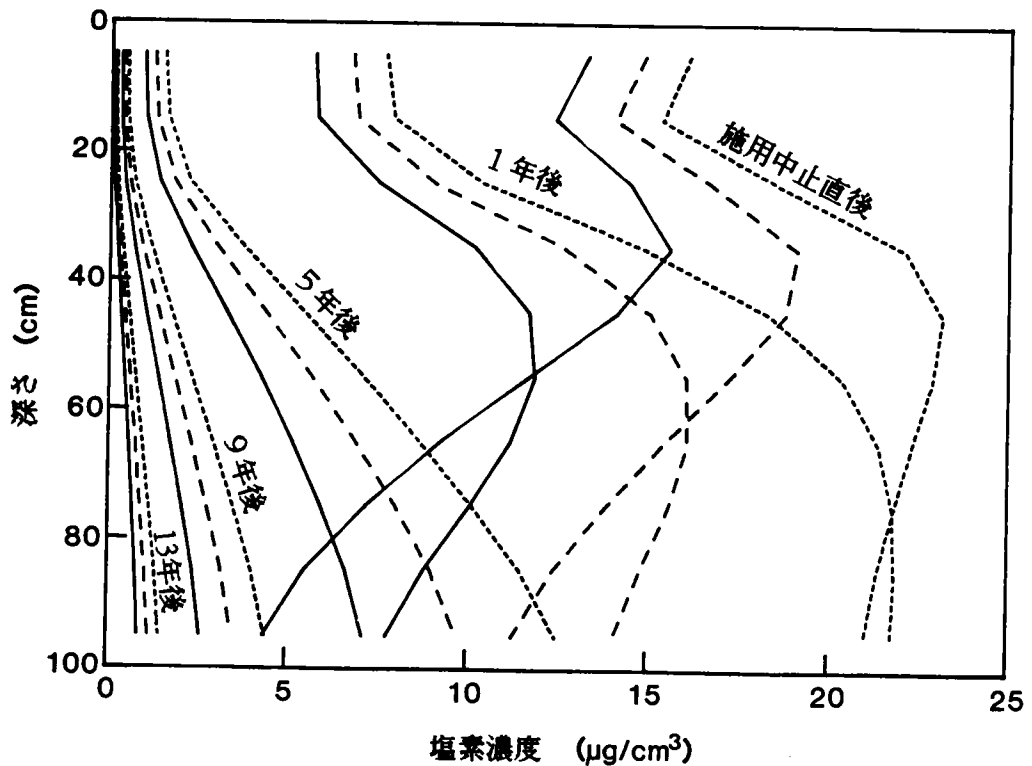


図 6.9 下水汚泥の連用を中止した後の塩素イオン濃度の変化
但し、降雨量は900mm/year.
連用期間は3年（実線）、5年（破線）、10年（点線）。

の作土ではどの場合も大差なく、50cm以深で差が大きい。この差も年月の経過とともに減少し、塩素イオン濃度が表層1m土壤全体にわたって $1\mu\text{g}/\text{cm}^3$ 以下になるのは、いずれの場合も下水汚泥の連用を中止してから7年後である。

図6.9は降雨量が900mm/yearの場合である。前図と全く同様の傾向であったが、塩素イオン濃度が $1\mu\text{g}/\text{cm}^3$ の土壤に戻るのに2倍の14年かかった。これは降雨量が1,200mm/yearから900mm/yearに減少することにより、実質の土壤浸透量（降雨量－蒸散量）が半減したことと関係している。

洗い流しの機構は、土壤水による塩素イオンの溶脱・混合希釈・浸透であ

り、1年目の塩素イオンの洗い流し量が最も多く、塩素イオン濃度の減少とともに洗い流し量も減少してくる。よって、洗い流しに必要な期間は降雨量によって決定されるであろうが、下水汚泥の連用期間によって決まる洗い流し開始時の濃度分布にはあまり影響されないと思われる。

6. 5 植物吸収のある場合（植栽区）

6. 5. 1 土壌水の分布

地上植物の存在は土壌水の分布にも影響を与える。降雨量を900、1,200、1,800mm/yearと仮定してシミュレーションしたときの代表的な日の水分分布を図6.10に示した。2月1日はイタリアンライグラスが春先の急激な成長を始める直前の日であり、3月31日は成長速度が最大になる日である。また、5月31日は収穫日である。それぞれの場合の水収支を表6.2に示す。

最終成長量（収穫量はこの99%）を0.50 kg/m²としたとき、ここで仮定した降雨量の範囲内では、イタリアンライグラスが急激に成長している期間の

表 6.2 植栽区の水収支

最終成長量 G_{∞} kg/m ²	降雨量	蒸散量	植物吸収量	土壌浸透量
	mm/year			
0.50 (図6.10)	900	600	312	-12*
	1,200	600	312	288
	1,800	600	312	888
0.75 (図6.11)	900	600	468	-168*
	1,200	600	468	132
	1,800	600	468	732

*下層からの補給

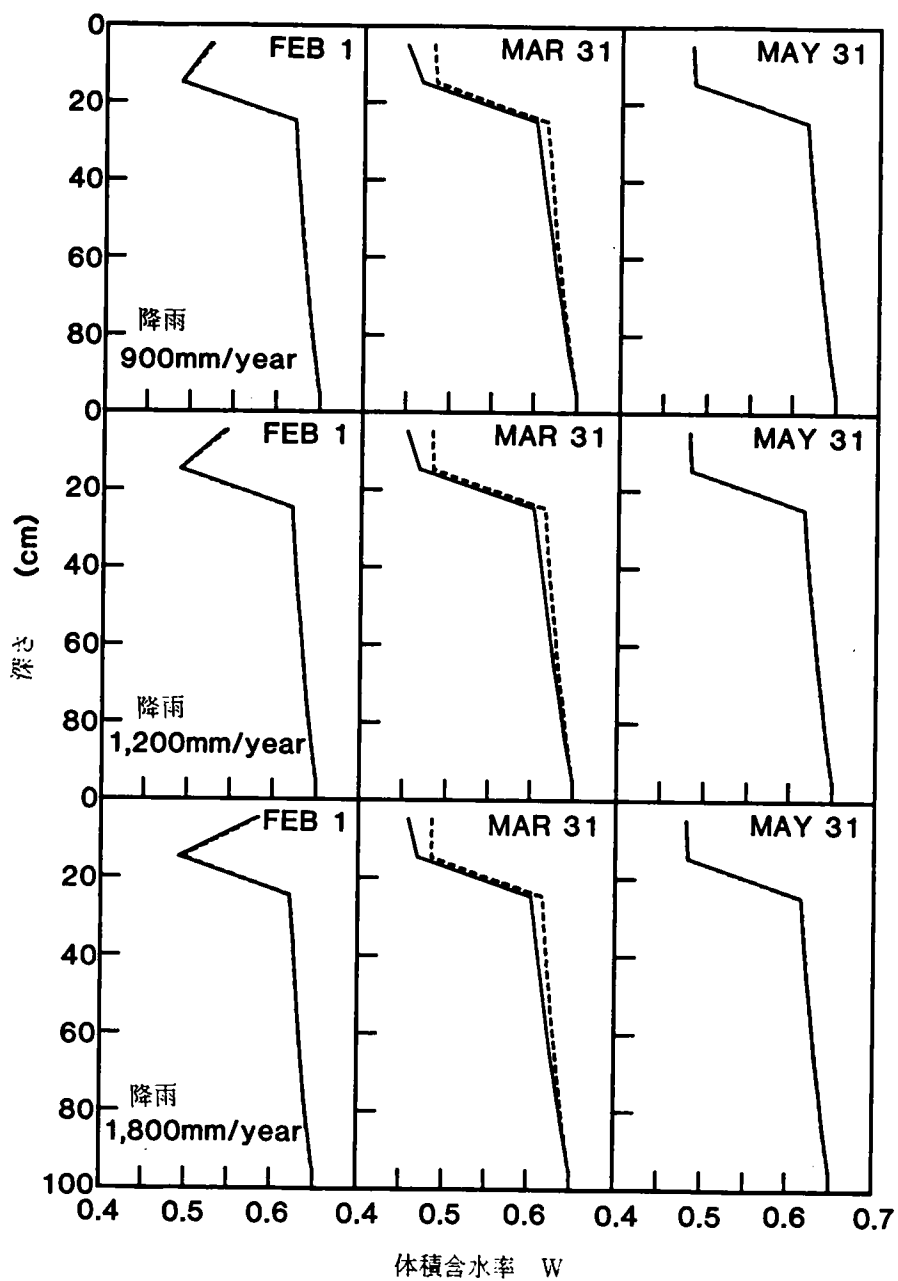


図 6.10 植栽区（実線）と裸地区（点線）の土壤水分分布の比較
但し、最終成長量は 0.50kg/m 。

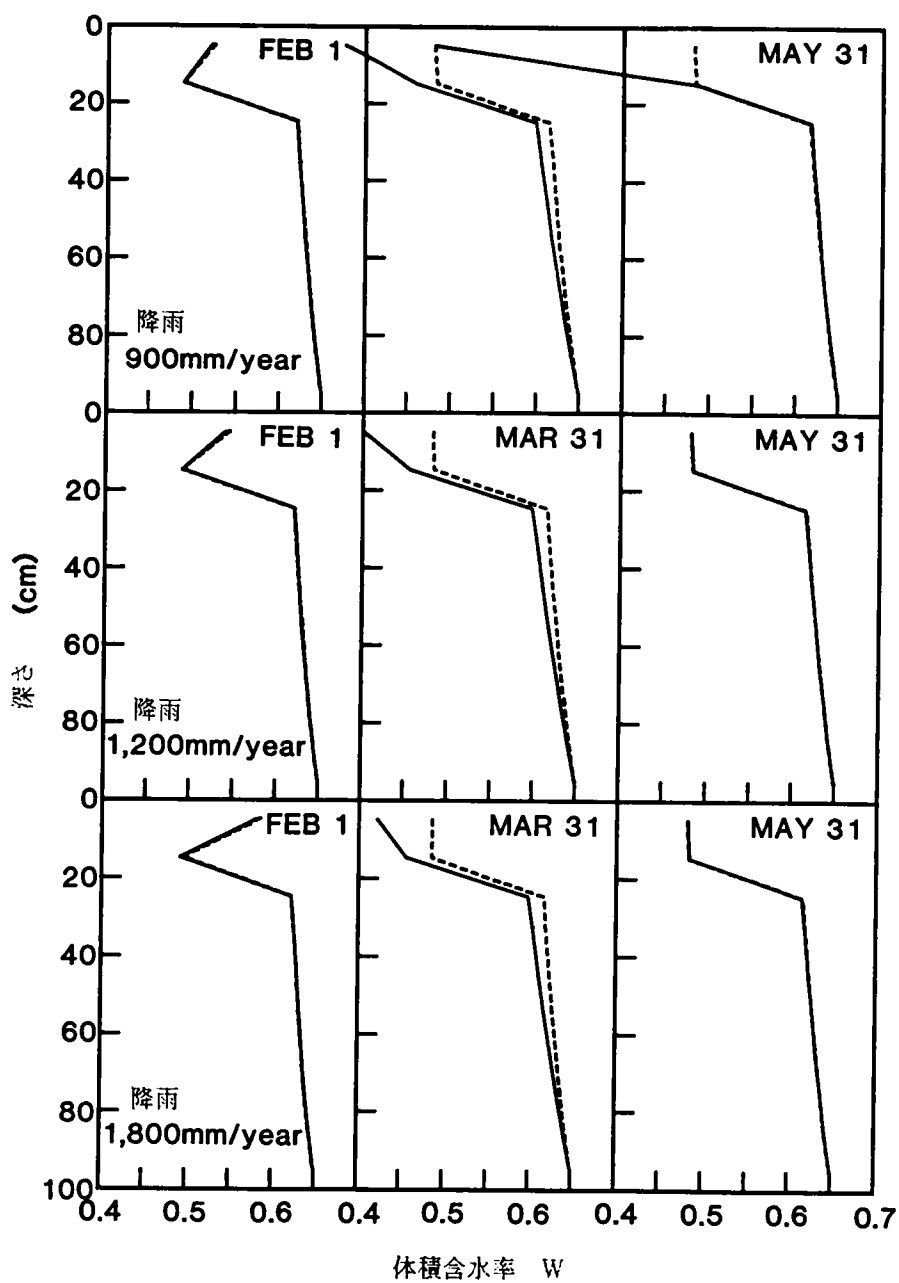


図 6.11 植栽区（実線）と裸地区（点線）の土壤水分分布の比較
但し、最終成長量は 0.75kg/m 。

み裸地区と植栽区に差が生じ、成長の止まる収穫直前にはその差はほぼ無くなる。3月31日の図からもわかるように、植物の成長速度の大きい時期は、作土層のみならず下層土の水分分布にも影響が及んでいる。なお、2月1日の10cm層の含水率が20cm層より高いのは、当日降った15mm/day程度（降雨量1,200mm/yearのとき）の降雨のせいである。

国立公害研究所の試験は場においてもそうであるが、収穫量は年によってかなり異なる。最終成長量を前図の1.5 倍の 0.75 kg/m^2 として計算したときの土壤水分の分布を図6.11に示す。降雨量が900mm/yearの場合は蒸散量と吸収量の全量を供給することができず（表6.2 参照）、下層から毛管現象により吸引し補給する結果となる。このため、植物成長時の作土での含水率は極端に低くなり、成長が緩速になっても裸地区との差は縮まらず、収穫時期においては体積含水率が0.2 前後になった。この結果はやや現実的ではない。なぜなら、体積含水率が0.2 のときの土壤水の吸引圧は式(5.4.1) より $2.27 \times 10^4 \text{ cmH}_2\text{O}$ ($pF=4.36$) となり、この水分状態では植物は正常に生育できない（高井・三好, 1977）からである。ここでのモデルには水分不足による植物生育抑制の機構が組込まれておらず、このような低水分領域では適用できない。シミュレーション結果はモデルの適用範囲を逸脱しており、参考程度に解釈すべきである。しかし、本結果から、降雨900mm/yearの条件で実際に 0.75 kg/m^2 の収穫を得ようとするなら、成長期に散水等によりかなりの水補給を必要とすることがわかる。本章の状況とは異なるが、図6.12は試験は場において小麦を栽培したとき、各層位において土壤水分吸引圧を実測したものである。成長期から収穫期にかけて、裸地区と植栽区の表層の土壤水分吸引圧に大きな差のあることを示している。

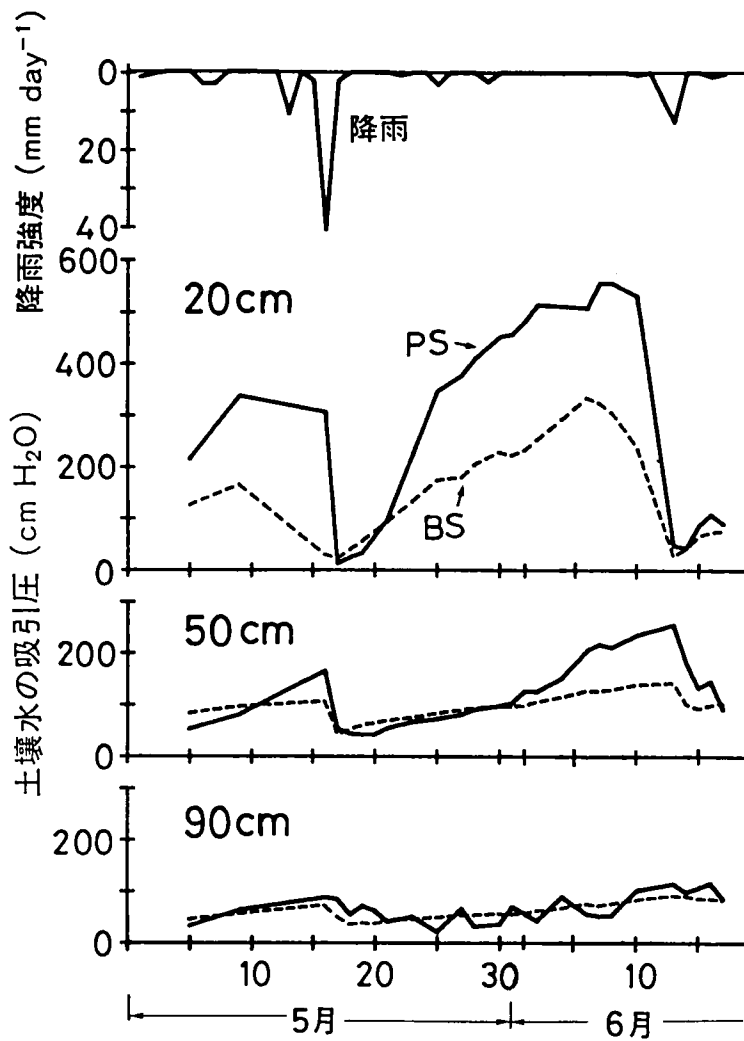


図 6.12 裸地区 (BS) と植栽区 (PS) の各層位における土壤水分吸引圧の実測値の変化
 時期は昭和58年5・6月、栽培は小麦 (5月4日出穂、6月14日収穫)。

6. 5. 2 塩素イオンの分布

通常の土壤は相当量の塩素イオンを含んでおり、また塩素イオンは植物にとって必須元素であることから、土壤中に塩素イオンを全く含まない状態で植物栽培を想定することは非現実的である。よって、ここでは、最初の3

年間には下水汚泥の施用のみで植物栽培をせず、4年目から汚泥の施用とイタリアンライグラスの栽培を繰り返すものとして検討した。この場合、最初の3年間の塩素イオンの挙動は6.4の記述と同じである。

作土層及び下層土を通過する塩素イオン量の経年変化を図6.13に示し、3年後、6年後、13年後の濃度分布を図6.14に示した。

最終成長量 0.50 kg/m^2 の99%を収穫し、イタリアンライグラスの塩素含量を1%としていることから、4年目以降からは $495\mu\text{g/cm}^2\cdot\text{year}$ の塩素イオンが植物に吸収される。このため、作土層から下層土へ移動する塩素イオン量は4年目を境に急激に減少し、その後ほぼ一定量となる。降雨量が「蒸散量+植物吸収水量」より多い $1,200\text{mm/year}$ と $1,800\text{mm/year}$ の場合は、その値が施用塩素量から吸収塩素量を引いた $390\mu\text{g/cm}^2\cdot\text{year}$ に等しい。すなわち、施用された塩素のうち植物に吸収されない部分はその年のうちに下層土に移動する。一方、降雨量が「蒸散量+植物吸収水量」とほぼ等しい 900mm/year の場合、塩素イオンの作土通過量は $390\mu\text{g/cm}^2\cdot\text{year}$ より僅に少なく、年々作土層に蓄積される。図6.14に示したように、作土における塩素イオン濃度が年の経過とともに増加するのは降雨量 900mm/year の場合のみである。このように作土において塩素イオン濃度が増加し続けると、いずれは作物障害が生じる。

さらに、 900mm/year の場合、実質的な下方への水分移動がないにもかかわらず、塩素イオンは1m以下の層へも浸透する。これは降雨・蒸散の非定常性により土壤水が上下移動し、溶質を混合拡散するためである。この浸透塩素イオン量は約 $200\mu\text{g/cm}^2\cdot\text{year}$ で施用塩素量の23%にも達しており、混合拡散効果の大きさを示している。植栽開始から10年経た後でも、下層土（深度20～80cm）へ流入する塩素イオン量は流出する量よりも多く、下層土の塩素イオン濃度は作土層と同様に上昇し続ける。

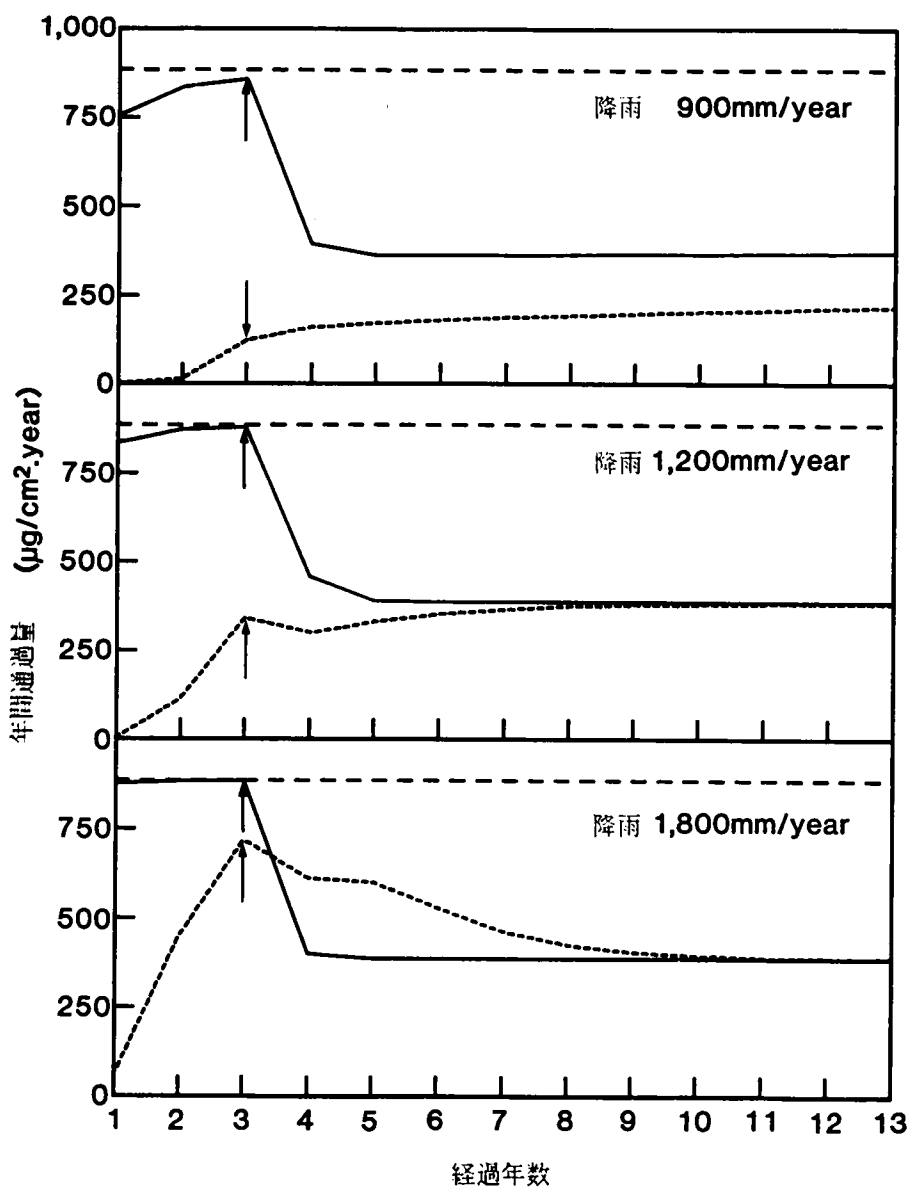


図 6.13 作土（実線）と下層土（点線）を通過する塩素量の経年変化
但し、最終成長量は0.50kg/m、矢印は栽培開始時期。

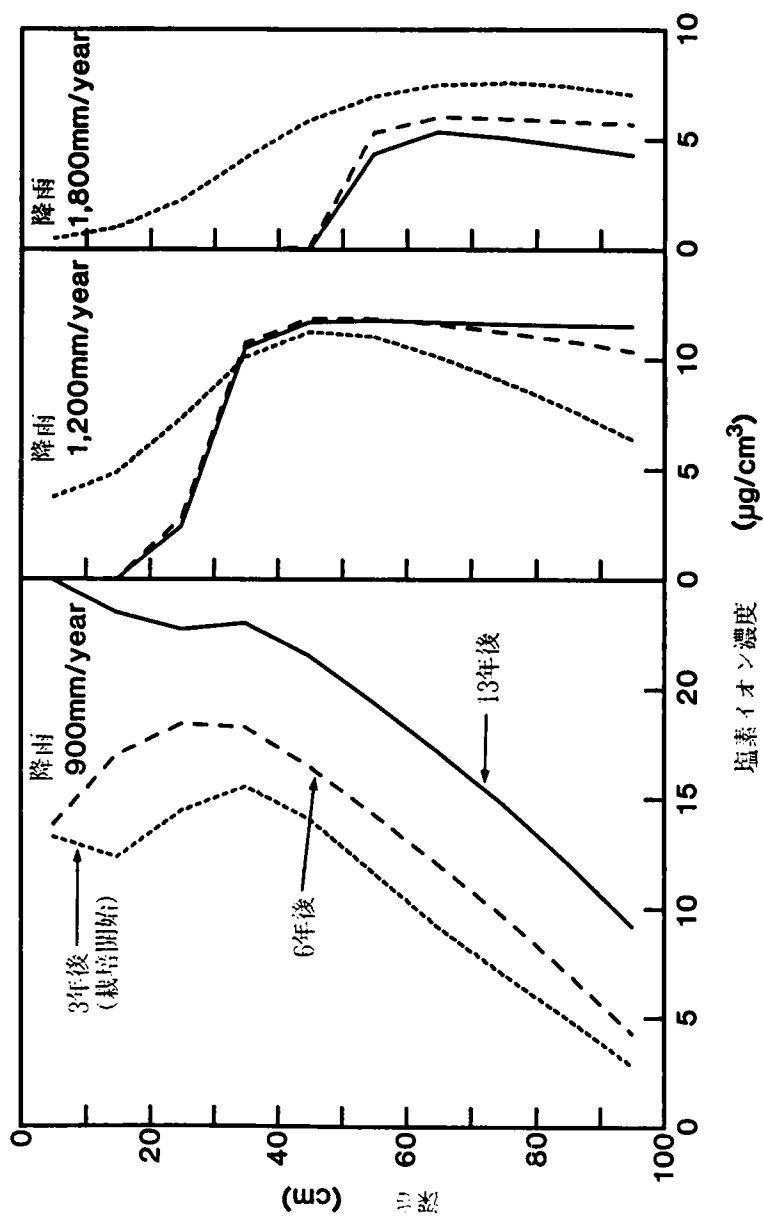


図 6.14 土壤水中の塩素イオン濃度分布の変化
但し、最終成長量は $0.50\text{kg}/\text{m}^2$ 。

筑波研究学園都市の標準的降雨量である1,200mm/yearのときは、下層土における塩素イオンの流入量と流出量が植栽開始後3年ではほぼ等しくなり、塩素イオンの濃度分布も平衡に達す。平衡時の濃度分布は作土では植物吸収の影響からほぼゼロになるが、50cm以深では裸地区の平衡分布（図6.4）に近い。

降雨量が1,800mm/yearになると、植物に吸収されない塩素イオンは速やかに下層に移動する。降雨量が多く洗い流しの効果が大きいため、平衡時の塩素イオン濃度分布は $5\text{ }\mu\text{g}/\text{cm}^2$ 以下となる。

図6.15及び図6.16にイタリアンライグラスの最終成長量を、1.5 倍の $0.75\text{ kg}/\text{m}^2$ とした場合の塩素イオンの浸透量と濃度分布を示した。植物の増量とともに塩素イオン吸収量が増大し、作土から下層土への塩素イオン浸透量は施用量の16%となる。この場合、降雨量が900mm/yearでも土壌中の塩素イオン濃度が上昇することはなく、植栽開始後2年ではほぼ平衡濃度に達す。作土の平衡濃度はゼロとなるが、下層土の平衡濃度は植栽開始時の濃度とほとんど変わらない。

以上の結果から、下水汚泥として施用された塩素を土壌深く浸透させることなく有効に植物吸収させるには、1) 塩素の施用量と植物吸収量がほぼバランスするように汚泥施用量を決める。2) 降水量が「蒸散量+植物吸収水量」より少ない地域が好ましい。しかし、3) 植物の急成長時から収穫時には水分不足が生じるため灌水する必要がある。

6. 6 要約

下水汚泥連用は場で作物栽培した場合とそうでない場合の土壌水分と塩素イオンの濃度分布をモデルシミュレーションによって予測した。作物としてはイタリアンライグラスを想定し、その成長曲線がロジスティック曲線にな

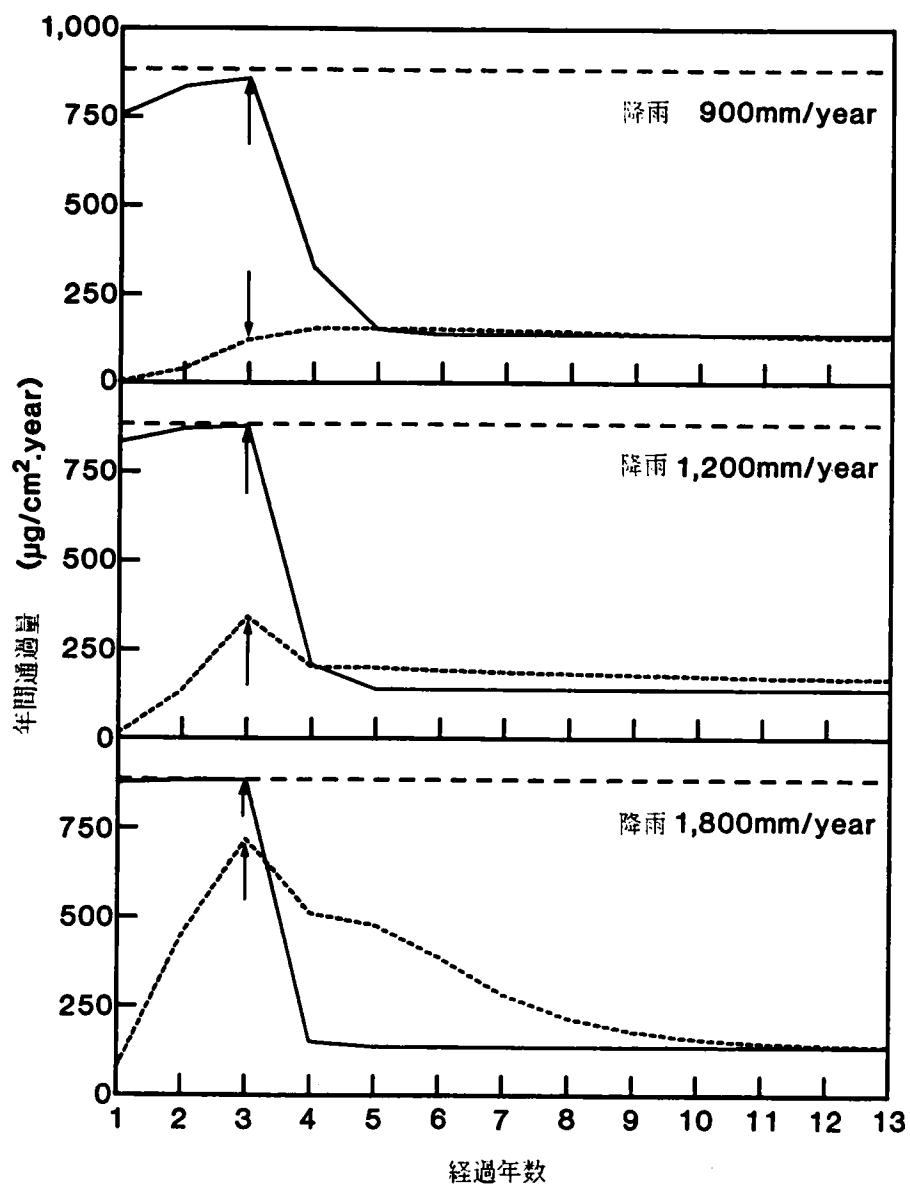


図 6.15 作土（実線）と下層土（点線）を通過する塩素量の経年変化
但し、最終成長量は 0.75kg/m 、矢印は栽培開始時期。

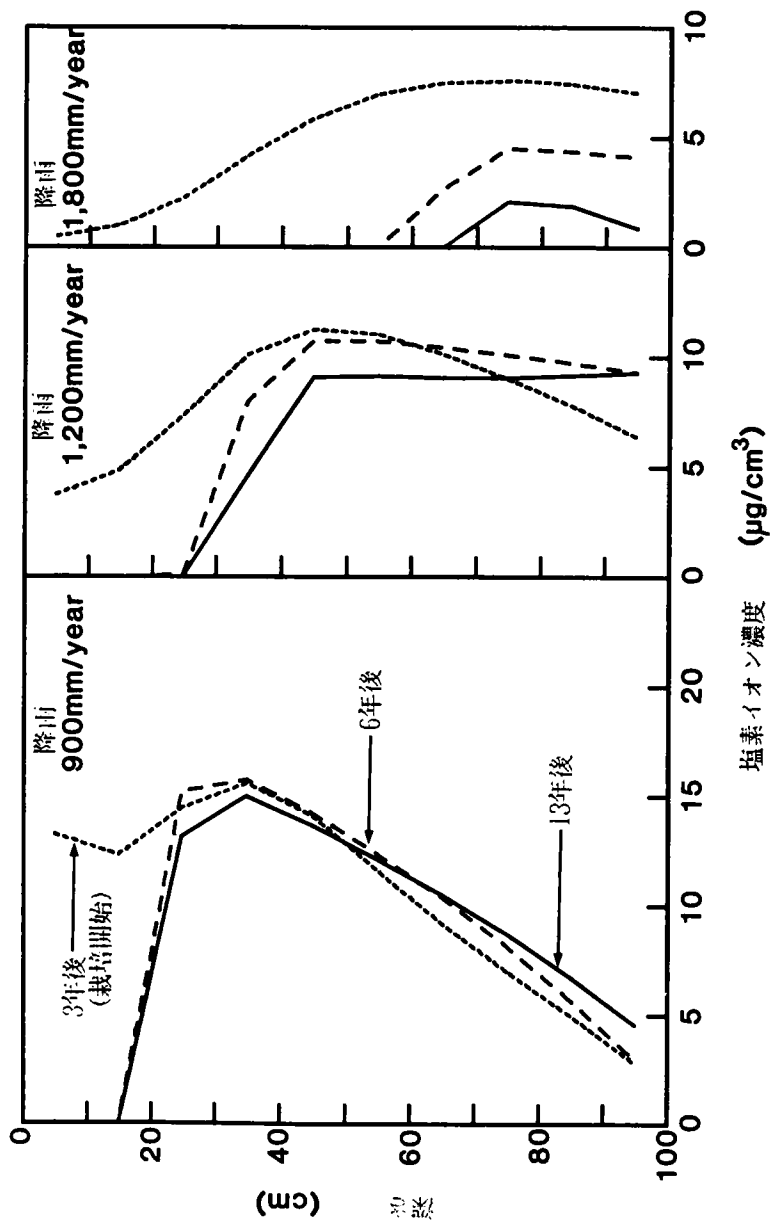


図 6.16 土壌水中の塩素イオン濃度分布の変化
但し、最終成長量は $0.75\text{kg}/\text{m}$ 。

ると仮定した。

シミュレーション結果をまとめて要約すると以下ようになる。

1) 汚泥施用を中止してから土壤中の塩素イオンが降雨によって洗い流されるまでの期間は、降雨量によって異なるが汚泥の施用回数（年数）には影響されない。

2) 降雨量が「蒸散量＋植物吸収水量」より多い場合は、作物の有無に関係なく土壤中の塩素イオン濃度分布は一定の平衡濃度分布に収束するが、収束までの期間は降雨量によって異なる。平衡時には、施用量から植物による吸収量を引いた量の塩素イオンがその年の内に下方に浸透する。標準的降雨（1,200mm/year）の場合、作土が平衡に達するのは2～3年後である。

3) 降雨量が「蒸散量＋植物吸収水量」より少ない場合は、植物の塩素イオン吸収量によって塩素イオン濃度分布は収束または増加する。また、作物の急成長時から収穫時には作土において水分不足が生じる。

4) 降雨量が「蒸散量＋植物吸収水量」より少ない場合でも、下水汚泥中の塩素は土壌水の上下移動により数年後には1 m以深まで浸透する。

土壌に還元された汚泥中の諸物質の一部は化学的に土に固定される。しかし、それ以外の大部分は、態変化等はあるにしても、いつかは揮散、地下水系への流出、植物による吸収のいずれかによって土壌系から脱出する。中でも植物吸収による回収は周辺環境への影響を考えると最も好ましい経路であり、植物をも含めた土壌系内での諸物質の挙動や収支の研究は今後とも重要と思われる。

記号説明

アルファベット

A_{ij} : 時刻 j における層 i での植物による水分吸収速度, cm/day

B_{ij} : 時刻 j における層 i での植物による塩素イオン吸収速度,
 $\mu\text{g}/\text{cm}^2 \cdot \text{day}$

E_j : 時刻 j における蒸散強度, cm/day

f : 等温吸着式に関するスケールファクター

F_{ij} : 時刻 j における層 i から層 $i+1$ への浸透流束, cm/day

G : イタリアンライグラスの成長量, kg/m^2

G' : イタリアンライグラスの成長速度, $\text{kg}/\text{m}^2 \cdot \text{day}$

G_∞ : イタリアンライグラスの最終成長量, kg/m^2

h_{ij} : 時刻 j における層 i の土壌水の吸引水頭, cm

i : 層に関する添字

j : 時刻に関する添字

k_i : 層 i の不飽和透水係数, cm/day

K_i : 層 i と層 $i+1$ の境界における不飽和透水係数, cm/day

L : 層の厚さ, 10cm

n : 層の総数

P_j : 時刻 j における降雨強度, cm/day

R_c : イタリアンライグラスの塩素含量

R_t : 蒸散係数

S_i : 層 i の土壌の見掛け比重, g-soil/cm³

t : 種蒔き後の経過日数, day

t_j : 離散時刻 j に対応する種蒔き後の経過日数, day

W : 土壌の体積含水率, cm³/cm³

W_{ij} : 時刻 j における層 i の土壌の体積含水率, cm^3/cm^3

X_{ij} : 時刻 j における層 i の土壌水に含まれる溶質の濃度, $\mu\text{g}/\text{cm}^3$

X_{ij}^* : 式 (6.3.7) で定義される溶質の濃度, $\mu\text{g}/\text{cm}^3$

Y_{ij} : 時刻 j における層 i の土に吸着されている溶質の濃度,
 $\mu\text{g}/\text{g-soil}$

ギリシャ文字

α : ロジスティック曲線に含まれるパラメータ

β : ロジスティック曲線に含まれるパラメータ

Δt : 時間の刻み幅, day

参考文献

- 1) Fitter, A.H. and R.K.M. Hay (1981) : Environmental Physiology of Plants. Academic Press Inc., New York, 355 p.
- 2) 広木幹也・久保井徹 (1986) : 畑地土壌における汚泥成分の地下浸透と植物による吸収. 国立公害研究所研究報告, 第94号, 21-31.
- 3) 近藤次郎 (1974) : 数学モデル入門. 日科技連, 東京, 294 p.
- 4) 久保井徹・広木幹也 (1986) : 石灰汚泥の多量連用によるコマツナの生育と成分組成の変化. 国立公害研究所研究報告, 第93号, 149-167.
- 5) 塩谷未知・田中明 (1977) : 蒸散係数の作物種間差. 日本土壌学雑誌, 48, 402-405.
- 6) Slavik, B. (1974) : Method of Studying Plant Water Relations. Springer-Verlag, Berlin, 449 p.
- 7) 高井康雄・三好洋 (1977) : 土壌通論. 朝倉書店, 東京, 229 p.

第7章 結 論

7. 1 本研究のまとめ

本研究ではフィールド条件下で適用することのできる土壌水の水量・水質変化予測モデルを構築し、実際の試験フィールドに適用することによってそのモデルの実用性を示した。さらに、このモデルによって、下水汚泥の連用と作物栽培を繰り返すほ場における、土壌水分分布と塩素イオン濃度分布を予測した。また、水収支モデルを検証するのに必要となる水分データを得るため、試験ほ場に土壌水分吸引圧自動測定システムを新たに設計・設置し、その測定データの精度についても考察した。

ここでのモデルを種々な状況下にある多くのフィールドへ適用するには、次節に挙げるような重要な研究課題を残しているが、ともかく、実際のフィールドデータをシミュレーションし、解析・予測するという当初の目標は一応達成されたと考える。本研究で得られた成果を各章毎に要約すると次のようになる。なお、シミュレーションを基に得られた知見は、今のところ本ほ場固有のものと考えべきで、一般的な知見かどうかを確認するにはさらに研究を重ねる必要がある。

第1章では、従来の土壌浸透水に関するモデル研究についてフィールドへの適用性という観点から概観し、実用的モデルの開発が遅れているためモデルが実際の場で活用されていない状況及びその理由を明らかにした。

第2章では、テンシオメータ法による土壌水分吸引圧自動測定システムを新たに改良・設計し野外試験ほ場に設置した。さらに、その測定データの精

度を検討した結果以下のことがわかった。

1) データの精度を低下させる主たる原因は外気温に連動して変化する長い電導線の抵抗である。

2) テンシオメータ周辺からくる外乱はわずかに偏りをもつが、それが各発信器や測定期間によって変動することはない。

3) 外乱の大部分は外乱測定用のテンシオメータのデータによって相殺できる。最終的なデータの誤差の標準偏差は $2 \text{ cmH}_2\text{O}$ である。

第3章では、土壤水分分布を予測するため離散型の数学モデルを構築し、試験ほ場の表層1 mの土壤を通過する浸透水に対してシミュレーションを試みた。その結果と得られた知見は以下のとおりである。

1) モデルはシンプルであるがシミュレーション結果は実測値とよく一致しており、実用上十分な精度を有している。

2) 試験ほ場における平衡含水率は、蒸散の有無にあまり影響されないが、作土と下層土では著しい差がある。

3) このほ場の作土と下層土の推定不飽和透水係数は大差なく、また不飽和透水係数の含水率分布への影響も比較的小さい。

4) 1 mの土層を通過する水量に対する影響度は、土壤水分吸引圧のほうが不飽和透水係数より大きい。

5) 連続降雨の仮定のもとではほ場の深さ1 m地点の土壤水移動が上方から下方に変化するのには降雨強度に関係なく0.8~1.0日後である。このことから、降雨による地下水系または河川への衝撃的負荷に対する、土壤のもつ緩衝能力の大きさが推測できる。

第4章では、8種類のイオンに対して下水汚泥を混入した土壤とそうでない土壤とで吸着能がどのように異なるかを明らかにするため、パッチ吸着実験を行ない以下の結果を得た。

1) 土壌とイオンのどの組合せに対しても平衡等温吸着関係は Freundlich 式で近似できる。冪乗パラメータ $1/n$ の値は二価のカチオンでは他のイオンに比して小さく 0.5 以下となり、逆に、一価のアニオンでは大きく 1 に近くなる。

2) 下水汚泥施用の影響は一価のアニオンと二価のカチオンに対して顕著に表われる。一価のアニオンは吸着されにくくなり、二価のカチオンは吸着され易くなる。これは、下水汚泥の混入により土壌中の腐植またはそれに近い成分が増加したためと思われる。

第 5 章では、離散型の土壌水水質予測モデルを構築し、これを第 3 章の水分予測モデルと連動させ実験ほ場の塩素イオン及び硝酸イオンの挙動に適用した。得られた結果と知見を以下に列挙する。

1) このほ場では、不飽和透水係数の推定により水分予測モデルを一度キャリブレーションすると、時間の刻み幅等の計算条件が多少変更されてもモデルはそのまま援用できる。しかし、これを一般的結果とするには、さらに多くの例について検討する必要がある。

2) モデルシミュレーションの結果はほ場での塩素イオン濃度の実測値とよく一致する。

3) 本フィールドにおける土壌の塩素イオン吸着能は、振とうフラスコによるバッチ吸着実験によって得られる吸着能の約 60% である。

4) このモデルを用いることによってフィールドを攪乱することなく硝酸イオンの純生成速度を推定することができる。

5) 硝酸イオンの純生成速度は降雨開始直後に急上昇し、一旦降下したのち降雨終了とともに再び徐々に上昇する。しかし、降雨強度や気温との単純な相関は低い。

第 6 章では、下水汚泥連用ほ場で作物栽培した場合とそうでない場合の土

壤水分と塩素イオンの濃度分布をモデルシミュレーションによって予測し、以下の結果を得た。

1) 汚泥施用を中止してから土壤中の塩素イオンが降雨によって洗い流されるまでの期間は、降雨量によって異なるが汚泥の施用回数（年数）には影響されない。

2) 降雨量が「蒸散量＋植物吸収水量」より多い場合は、作物の有無に関係なく土壤中の塩素イオン濃度分布は一定の平衡濃度分布に収束するが、収束までの期間は降雨量によって異なる。平衡時には施用量から植物吸収量を引いた量の塩素イオンがその年の内に下方に浸透する。

3) 降雨量が「蒸散量＋植物吸収水量」より少ない場合は、作物の急成長時から収穫時には作土において水分不足が生じ、塩素イオン濃度分布は植物の塩素イオン吸収量に応じて収束する場合も増加の一途をたどる場合もある。また、この場合でも下水汚泥中の塩素は土壤水の上下移動により数年後には1 m以深まで浸透する。

7. 2 今後の研究課題

本研究では考察対象と成し得なかったが、モデルを実フィールドで十分活用するために重要と思われる今後の研究課題を以下に列挙し、本研究の結びとする。

(1) 土壤水分及び溶質の流動・輸送に関するもの

- a. 土壌内の不均一性さらには亀裂の影響に対する評価及び取扱い。
- b. 二次元・三次元モデルによるケース・スタディー。
- c. 水飽和帯・不飽和帯を統合したモデルの開発と適用。
- d. 降雨または散水された水量が蒸発・表流・浸透に分割されるその割合と土壌の性質・植生・気象との関係。

- e. 土壌水分特性曲線・不飽和透水係数にみられる履歴現象のフィールドにおける影響とその評価。

(2) 動力学に関するもの

- a. 微生物分解と植物吸収に関する季節的変動の実用的取扱い。
- b. 溶質が互いに影響しあう多成分系システムの実用的モデルの開発。
- c. 平衡等温吸着線にみられる履歴現象のフィールドにおける影響とその評価。

(3) その他

- a. 重金属・有機合成化合物の土壌内での挙動全般。
- b. 異なる土壌またはフィールドで得られたデータと知見の合理的な活用方法とその限界。

謝

辞

本論文は、筆者が国立公害研究所において行った表題に関する研究の成果を、京都大学化学工学教室・高松武一郎教授、同大学衛生工学教室・井上頼輝教授、同大学同教室・寺島泰教授のご指導のもとに、とりまとめたものであり、ここに記して深甚の謝意を表します。

国立公害研究所総合解析部・内藤正明部長には、本研究の緒となる示唆を賜わるとともに研究期間を通して変らぬご鞭達をいただいた。また、同研究所水質環境部・久保井徹主任研究員には、共同研究者として理論および試験の両面において助言していただいた。心からお礼申し上げます。

上記の方々に加えて、本研究を遂行するに当って多くの方々のご教示とご支援をいただいた。特に、国立公害研究所総合解析部・中杉修身室長、同研究所同部・安岡善文室長に感謝いたします。